



MÚZEUMI FÜZETEK

AZ ERDÉLYI NEMZETI MÚZEUM

ÁSVÁNYTÁRÁNAK ÉRTESÍTŐJE.

SZERKESZTI: DR. SZÁDECZKY K. GYULA.

IV. kötet.

1917.

1. szám.

Tufatanulmányok Erdélyben.

III. Kolozsvár, Kolozs, Visa közti terület tufái.

Geol. térképpel és 2 táblával.

Írta: DR. SZÁDECZKY K. GYULA egyetemi tanár.

Az Erdélyi Medence tufáiról írott I. közleményemben¹ a tufáknak a *kolozsi* ráncos területen előforduló egyik típusát ismertettem meg, ahol több jól elkülönített tufaréteg van az agyagos, homokos társüledékek sorozatában, amelyekkel a mélyből feltörekvő konyhasó és gipsz is előfordul. A kolozsi redő ferde redő, meredekebb DNy-i szárnynyal.

II.-ik közleményemben² a miocén medence szegélyén *Kolozsvárt*, nem ráncos területen írtam le a tufa szerepét, ahol a Hójavonulatban mintegy egyesítve találjuk a sűrűn egymásra következő tufarétegeket, amelyek között azért globigerinás márgarétegek is előfordulnak a táblás településű rétegek sorában. Ezek a középső miocén üledékek erősen transzgradálnak a fekvőjükben következő oligocén és eocén rétegek sorozatán.

A szélről a Medence belseje felé követve a kolozsvári tufarétegeket, láttuk, hogy azok Kolozsvár keleti oldalán, ahol a gipszes rétegek is megjelennek, igen nagy mértékben összeszakadozva, lecsúszva vannak a felettük még erősen kiemelkedve levő sarmatiai rétegekkel együtt, amelyeknek eredeti helyén, a feleki tetőn is van kevés dacittufa.

A tufás rétegeknek mindkét, lényegesen különböző tektonikájú

¹ E füzetek II. kötete 201–223 l.

² U. a. III. k. 164–216 l.



területén találunk az uralkodó dacittufás rétegeken kívül a felületre kerülő legmélyebb miocén rétegek sorában a dacittufáktól egészen különböző, azoknál tisztább vulkáni származású, de nagyon vékony rétegeket alkotó *andesittufát* is. Míg Kolozsvár eme amphibolandesittufái minden valószínűség szerint az Erdélyi Érehegységből származnak, addig a dacittufáknak közeli kitörési helyére akadtam egyrészt a kolozsi Farkasesúpon, másrészt ilyen kell feltételezni Kolozsvártól nyugatra Kisbáes és Szucság közti párkányterületen is valahol.

Jelenlegi III.-ik közleményem célja ennek a két különböző tektonikájú tufás területnek kapcsolódását nyomozni és az egészre vonatkozó általánosabb következtetésekhez jutni.

II.-ik közleményem folytatásul Kolozsvár keleti határában, a már vázolt Cigánypatak, Békás és Ferseeel szomszédságában a Nagyszopor csoportja tufás rétegeivel kezdem a részletes tárgyalást.

I. A kolozsvári Nagyszopor és környéke.

A Nagyszopor—szamosfalvi antiklinalis.

A táborkari térképen „Nagy-Szapor“-nak (hibásan a-val írva o helyett) nevezett 461 m. magas tetőn kívül ettől nyugatra eső *Szt.-Jakabterét* (449 m.), valamint a délre emelkedő *Borhánest* (472 m.) is ebbe a csoportba veszem, tehát a *Békáspatak* és ennek keletről jövő *Kandapatak* nevű kezdő völgye, valamint a kolozsvári *Sóskút patakja* (amelyet Zavarospataknek és Határpataknek is neveznek), közé eső egész dombvonulatot a Szamos jobb partján.

Ennek a nagy területnek igen sok részén találni dacittufát, de többnyire csak elszórt eserepekben, vagy a szántóföldeken gyanítható egyes vonulatokban, amelyek a településre vonatkozólag nem mindig engednek biztosan következtetni. Így van ez a Szt.-Jakabterének északi oldalán 420 m. körüli magasságban, továbbá észak-nyugati lejtőjén, ennél mélyebb szinten.

Utóbbi helyütt a 373 m.-nek jelzett domboeska felett egy kis kőfejtőben 1914 ben összefüggőleg is találtam tufát, melynek rétegei 25° alatt nyugatra dőlnek. Ennek folytatása látható a Danzinger tanya felett a szántóföldön (6523.). Ennek a kiemelkedésnek déli oldalán szintén összefüggőbb rétegekben látható a tufa a györgytalvi román pap telkén, 400 m. körüli magasságban, továbbá a N.-Szopor felé kanyarodó lejtőn és lejjebb is a Kandapatak felé az úton, ahol ÉNy-ra dőlő réteget mértem (2040.). Lejjebb a Kandapatak medrében konyhasós kivirágzás is van.

Nagyjában ÉK—DNy-i esapás mentén találunk több tufavonulatot a Borhánest tetején, legszebben feltárva a nyugati oldalon az

új út táján, ahol egy kezdetleges kőfejtőben 1914-ben 35° ÉNy-i dőlését mértem az 1 m.-nél vastagabb sűrű tufának (6506, I.), ami felett homokos rétegek következnek.

Más két hasonló csapású tufavonulatot találtam a Borhánecsnak DK-i és D-i lejtőjén, melyek közül a felső (II.) (6507 b.) apró sűrű, gyengén réteges, az alsó (III.) pedig merev sávos tufa. Utóbbinak vonulatában sűrű meszes tufa is előfordúl.

A Borhánecstető Ny-i oldalán húzódó tufa csapása irányában a N.-Szopor K-i aljában levő kolozsvári Sós-kút felett, továbbá a csapást jobban mutatva a sóórház felett találunk hosszabb tufavonulatot (2037, 6514, 5615). Többnyire sűrű tufák ezek, de a Sós-kútnál a Sós-patak alluviális üledéke szegélyén az elhagyott kőbányában 1902-ben nagyobb szemű ásványtufát is találtam, minek alapján a legmélyebb (I.) tufavonulathoz kell sorolnunk ezek vonulatát. Feljebb 380 m. magasság körül a N.-Szopor tetőről jövő északi árok mindkét oldalán találunk tufavonulatot (6504), amelynek sűrű fehér, apró szemű ásványos rétegei (II.) hasonlítanak a Borhánecstető keleti oldalán levő felső tufához. Ilyenféle cserepek a N.-Szopor északi lejtőjén a szántóföldön több vonulatban is kibetűzhetők. A N.-Szopor K-i oldalán 430 m. magasság körül is találunk egy vékonyabb vonulatot (6505) (III.), amelynek sávos tufái hasonlítanak a Borhánec keleti oldalán talált alsó tufához.

A kolozsvári Sós-kút tufacsoportjához sorozható eme tufák települését nem lehet jól látni. Erre vonatkozólag az alsó szintben levő tufa általános ÉÉK—DDNy-i csapása ad némi felvilágosítást. A Sós-kút felett egy régi elhagyott kőfejtő van, amelynek rétegei elég meredeken, egész 35°-ig dőlnek különböző irányban, nevezetesen Ny-ra, de DNy-ra is, nyilván leszakadás következtében.

A felsőbb szint tufás rétegei nem árulnak el ilyen erős ki-mozdulást. Négy apróbb lépcsőt veszünk itt észre a vízmosságokkal vájt, medenceszerűleg bekanyarodó lejtőn. Ezek részben szakadásokkal, csúszásokkal állnak összefüggésben, amelyek helyenként jobban feltárják a tufarétegeket, de annyira nem, hogy településüket pontosan meghatározni lehetne.

Ezek a tufák mind sűrű, részben márgás, palás tufák, amelyeken az alkotó szemek aprósága miatt szabad szemmel alig lehet valamit látni. Ilyeneket neveztek az 1860-as évek első felvevő bécsi geológusai egyes vidékeken használt népies elnevezés után helytelenül „Pallá“-nak.¹ Ezek a tufák tehát szabad szemmel nézve a —

¹ Fr. Ritter v. Hauer u. Dr. G. Stache. Geologie Siebenbürgens. Wien 1863. 85, 107 stb. 1.

II-ik közleményemben részletesen ismertetett, — középső miocén legfelső szintjére jellemző tufákhoz hasonlítanak. A lerakodásnak ezt az idejét megerősíteni látszik az a körülmény is, hogy ezekkel a tufákkal kapcsolatban nemcsak a N.-Szopor és Szt.-Jakabtere tetőin fordulnak elő lényeges vonásaikban a feleki sarmata homokkővel megegyező kőzetek és ezek széthullt anyaga, hanem több helyütt a mélyebb szintekben, főleg a N.-Szopor K-i oldalán is bőségesen találunk kisebb-nagyobb területen ilyen leszakadt, lecsúszott homokkőves képződményeket.

Még jellemzőbbek a korra nézve azok a kövületek, melyeket az alsó és középső tufás rétegek közt a sóórháztól nyugatra homokos, meszes rétegekben találtam (6504 b.), amelyeknek faunájában Dr. VADÁSZ ELEMÉR szíves meghatározása szerint a következők fordulnak elő: csiga- és kagyló-embryók, továbbá bryozoa-, Cidaris- és Serpula-töredékek; Cythereis sp. (Ostracoda) Otolithus (Solea?) sp., Nodosaria (Dentalina) sp., Alveolina melo Orb., Pulvinulina Partschiana Orb. sp., Pulvinulina Schreibersii Orb. sp., Truncatulina Akneriana Orb. sp., Discorbina sp., Polystomella aculeata Orb., Polystomella striatopunctata F. et M. sp., Polystomella crispa L. sp., Polystomella macella F. et M. sp. Ezek alapján „határozott felső mediterrán“, de „erősen kiédesedett vízi“ üledékekre következtet.

A tektonikát illetőleg egészben véve egy ÉÉK—DNY-i csapású antiklinálisnak nyugati szárnyrészletei bontakoznak ki ezen a nagy területen előttünk, amelynek tengelye a Borhánestetőtől a kolozsvári Sós-kúton át a Borzásnak tart. Úgy látszik, hogy ennek a főredőnek nyugati szárnyán a Szt.-Jakabterén megismétlődő apróbb függelék is van.

Az antiklinális alkotásában résztvevő kőzetek a következők: a sós-kút alapján feltételezhető konyhasómag körül sűrű, globigerinás mezőségi márga van (5615 d.). Erre következik az alsó *tufacsoport* (I.) többnyire sűrű tufája, márgás rétegekkel elválasztva egymástól. A tufa az elhagyott kőbánya 6 m. vastag feltárásában összesen vagy 3 m.-t tesz ki. A két alsó tufa réteget egymástól elválasztó sorozatban gipszes márga is van. Az első tufacsoport felett márgákkal váltakozó, aprószemű homokos, meszes rétegek következnek, a fentebb felsorolt középső miocén (felső mediterrán) kiédesülő tenger-vízre valló faunával.

Az alsó tufa felett 30—40 m.-re következő *középső tufaréteg* (II.) sűrű anyaga közt apró ásványos részlet is előfordul. E felett 15—20 m.-re van azután a *felső tufa* (III.), amelynek tagjai közt egyrészt vékony, merev sávós tufarétegek, másrészt elmeszesedő tufás rétegek

is előfordúlnak. Erre a felekivel megegyező, durvább homokkő következik a N.-Szopor (461 m.), valamint a Szt.-Jakabtere tetején is.

A hosszabb tufás vonulatok, továbbá a több helyütt jól látható dőlés elég jól felismerhetővé teszik ezt a képet. Tehát távolodva a kolozsvári szegélytől, sokkal kevésbé vannak szétszakadozva, lecsúsza a rétegek, mint a II. közleményben tárgyalt feleki oldalon. A Borhánestetőtől délre $\frac{3}{4}$ km. távolságban már meredeken ÉK-re dőlnek a rétegek, tehát a kolozsvári Sósút antiklinálisa nem folytatódik tovább Felek felé. Ide Pata felől a Vérvölgy irányában jön egy antiklinális. Ellenben a N.-Szopornak ÉK-i, a Sósptak felé ereszkedő lejtőjén, a Sósútához vezető út alatt több helyütt nagyobb területen is előfordúlnak az előbbiekhöz hasonló sűrű tufák, amelyek irányában az Eperjes patakon túl az Eperjestere felé tovább húzódik ez az antiklinális. Ennek menetén a kolozsvári Sósúttól É-ra 1 km.-re a patak baloldali lejtőjén a térképen is jelzett gémes kút alatt van egy sós terület.

Ettől ÉK-re a patak jobboldalán emelkedő Csurgónak nevezett szántóföldön tekintélyes tufás területet találunk a domb mindkét oldalán, ahol azokat 1902-ben kőbányákban is fejtették. Ennek Szamosfalva felé néző oldalán ÉNy-i 16° -os dőlést mértem a 2 m. vastag tufa feltáráson. A 425 m. magasnak jelzett *Borzástető* emelkedik ki a Csurgóból. Ennek ÉÉK-re eső lejtőjén is volt 1902-ben egy kőfejtő, amelyben a tufarétegek 30° alatt dőltek KDK-re. Sűrű, szabad szemmel nézve elég tisztának látszó tufák ezek (1535 a. b.), amelyekben helyenként alárendelten szürke sávok is megjelennek, diagonálisba átmenő rétegzetiséggel. Lejebb a K.-Pátára vezető székér út árkában a márgával váltakozó 1 dm-es vastag tufás rétegen 40° K-i dőlést mértem. Kétségtelen tehát, hogy ez az antiklinális tovább húzódik a Szamos felé és ennek mentén esik a sósnövényekkel fedett Patarét és tovább a Friedmann tanyától nyugatra a Szamos jobb partján levő 311 m. magasnak jelzett Sóstó. Ettől a tótól ÉÉK-re a Szamos jobb partján enyhén DK-re dőlnek a csillámos márgarétegek.

Ennek a redőnek keleti szárnyához tartozó, a leszakadás következtében különbözően, de általában K-re dőlő tufás rétegeket találunk a kolozsvári Sósúttal szemben a *Határ-(Sós-)patak* jobb oldali lejtőjéről jövő, *Kelemenároknak* nevezett szakadás tetején is, amely felett homokkövek, ezek közt concretiós, gömbös képződmények is vannak. Ennek a tufának csapása irányában D-re 1 km. távolságban látható a domb nyugati lejtőjén egy tufás vonulat, amelyet kisebb megszakadásokkal $1\frac{1}{2}$ km. hosszban lehet követni D-i irányban a

Cseretetőn át az 509 m. magasnak jelzett Határdomb (a térképen Sub Sipotele) Ny-i tetején (6516, 6517). Felette itt is homokkő van. Ez a réteg átvezet a Vérvölgy antiklinálásához. E mélyebb tufavonulat tagjai mutatkoznak a Határdomb nyugati aljában a *Nóta Pista* forrása felett és tovább ÉK-re a réten (6515).

A Nagyszopor csoportjának tufái mikroszkop alatt.

Hogy ezeket a tufákat az előbbi közleményeimben részletesebben megismertetett tufákkal közelebbről összehasonlíthassuk, illetőleg, hogy megismerjük ezeket az aprószeműségüknél fogva szabad szemmel többnyire meg nem vizsgálható és így semmit el nem áruló képződményeket, részletes mikroszkopi vizsgálatra van szükségünk.

Már itt előre bocsátom, hogy lényegesen megváltozik ezeknek a tufáknak mikroszkopi képük aszerint, amint üde a kőzet, vagy a felületen való állás folytán porcellánra emlékeztető fehér anyagú lett.

Az alsó tufavonulatból a *Borhános Ny-i oldalán* levő kőfejtőben kaptam ilyen épebb anyagot (6506), amely szabad szemmel is élénken emlékeztet a Kolozsvártól D-re eső Vadasárokból leírt üde sűrű tufához. Lényegileg finom horzsaköves tufa ez, amelynek 20–40 μ -nyi hosszú, vékony felfűjt, hegyes végű üvegszálai lazán, összekúszált helyzetben, mint nyírott haj, halmozódtak össze pehelyszerű pelites agyagos, márgás üledékekben. Apróbb, tömör, nemcsak színtelen, hanem színes üvegszilánkok is vannak köztük, továbbá *muskorit csillám* szála-cskáik, kevés *quarc* és *földpát*. Az üveges képződmények körülbelül felét teszi ki a kőzetnek és finom szálai épen megmaradtak a puha agyagban.

Egy másik ide való kőzet (6506_a) még finomabb hasonló, kuszált helyzetű, némelykor villás végű, 25 μ hosszú szilánkokat tartalmaz és benne még több, a kőzetnek körülbelül kétharmada, a nem vulkáni agyagos csillámos rész, ami között elvétele pici mészszelemese is akad. 100 μ -nyi andesites alapanyagzárvány is előfordul benne.

Az elmállott tufákban az eredetileg külön álló üveg részeket nehéz egymástól megkülönböztetni, mert némelykor a felismerhetetlenségig összeolvadnak egymással, csak elvétele marad meg egy darab, amely rendesen azt árulja el, hogy nagyságuk közel áll a benne levő ásvány: csillám-, földpát-, quare nagyságához. Egyikben az agyagos-meszes anyag felszaporodik és az előbb említett ásványok mellett apró *mész-kő darabkák* is vannak. Másikban pedig az agyagos részek közt, apró 23–30 μ -nyi globigerinaféle vékony mészhéjú gömbök, tovább igen apró, néhány μ -nyi átmérőjű, negatív karakterű

sugarakat mutató gömbös képződmények is megjelennek. Ezeken kívül virágszirmokra emlékeztető, hosszukban negatív karakterű, erős ketlősörésű sphaerokristályos csoportok is vannak benne (6520).

A kolozsvári *Sós-kút* felett levő régi kőfejtő sűrű tufái is ehhez hasonló sűrű, mállott tufák, melyek mikroskopi képe a következők: Egyik keményen összeálló tufában (6513) kis nagyítással szétszórót fényben apró kanyargó szálak egymásba menő sűrű hálózataát látjuk. Túlnyomó része amorph üveges anyag, csak legfeljebb $\frac{1}{10}$ -ed része idegen, főleg a kristálypala-hegységből származó 40–60 μ -nyi quare, muskovit, chlorit morzsalék és limonitos esomók, elvértve zooglóaféle¹ pontok. Az üveg tiszta, fehér, tömör, részben szálas, likacsos. A likacsokban sárgás színű néhány μ -nyi téglalakú utólagos képződmények vannak. 50 μ -nyi agyagos tisztátulanság csak kevés akad benne.

Hasonlít ehhez egy másik és harmadik idevaló dacittufa is (6513 b. és c.), amelyek azonban nagyobb szeműek, amennyiben az előbbiénél nagyobb számban is előforduló kristályospala közet és ásványmorzsáinak közepes nagysága 100 μ . Ezek között bázisos *plagioklas* is előfordul, némelykor *quarceal* összenőve, ritkán *bitoit* is.

E kőfejtő legmélyebb tufás rétegéhez kell sorolnom 1903 évben egy bizottsági kiszállás alkalmával innen hozott, egyik felében nagyon limonitos *ásványtufát* (2037), melyben mikroskoppal 1 mm-nyi és apróbb, főleg dacitásvány-szemeket, különösen sok *plagioklast* találunk, amelyek uralkodólag $\frac{1}{3}$ – $\frac{1}{4}$ mm-nyi, részben zónás szerkezetű töredékek, továbbá biotitot és quarcot. Az elváltozott horzsa-köves üvegszálakon és átkristályosodott dacitalapanyagon kívül kevés régi, zúzott *quarcot*, *quarcitot* és egyéb régi ásvány- és közetmorzsát is találunk benne.

Az I. és II. tufa csoport közt levő, apró szerves képződményeket tartalmazó meszes homok uralkodólag $\frac{1}{6}$ mm-nyi, de $\frac{1}{2}$ mm-t is elérő *quarc*-szemekből áll, amelyek közt kristályos palamorzsák, továbbá bőségesen *muskovit*-, *mikroclin*- és egyéb földpát-, egyesekben különböző üvegtöredékek is vannak. Egy másik innen származó homokkő (6504 b.) vékony esiszolatóban 150 μ -nyi hullámosan sötétedő quarc-szemeket 15–30 μ vastag szemecés mészburok vesz körül. Egy harmadik innen származó kőületes homokkőben rétegenként fel-szaporodik a meszes anyag és lithothamnium-töredék is előfordul benne.

A II. tufavonulat tagjai részben az I. tagjaihoz hasonló parányi üvegszilánkos, agyagos, gyengén homokos tufák (6504), melyekben

¹ E füzetek III. kötet, 2 füz. 201. l.

20–30 μ -nyi, görbült lapokkal határolt üvegszemek és pálcikák és 35 μ -ig emelkedő hosszúságú üvegszilánkok és homokkődarabok vannak keveredve annyi, vagy sokszor kétszerannyi, nem vulkáni, kevés apró, 10–20 μ -nyi csillámot, még kevesebb quarcot tartalmazó agyagos üledéssel. Az agyag nagyobbára isotrop, csak kevés átkristályosodó rész van benne. De vannak köztük nagyobb szemű, 60 μ -nyi üvegszilánkokból álló agyagos üledékek is (6504₂), amelyek azonban ásványtöredékeket, muskovitot, quarcot még kisebb mértékben tartalmaznak.

Feltűnőbb új vonást árul el a *III. tufaréteg*, amelynek tagjai közt egyrészt merev réteges tufát, másrészt szabadszemmel mészkőnek, vagy márgának látszó meszes tufát is találunk. Ezek elseje a merev réteges tufa már jóval több és nagyobb ásványt tartalmaz, mint aminőt az I. és II. tufavonulat uralkodó kőzetében megismertünk. A megvizsgált kőzet egyikében a Nagyszopor 461 m. magas lapos, homokos teteje alatt a K-i oldalról származó elmeszesedő, mállott tufában (6505) az üveges alkotórész helyenként erősen uralkodik, közöttük fél mm.-nél kisebb horzsaköves, mállott töredékek vannak, keveredve agyagos, márgás anyaggal. Váltakozik az ilyen sáv esetenként mindössze $\frac{3}{4}$ mm. vastag olyan réteggel, melyben a kristályospalahegységből származó homokszemek, nevezetesen *quarc* uralkodik, ami mellett kristályospalamorzsák, 50–150 μ -nyi *muskovit*, kevés *plagioklas* (oligoklas-andesin), 200 μ -nyi *gránát*, kevés *amphibol*, *limonit* fordul elő. Apró mészkődarabkák, mészhéjtöredékek nem nagy számmal vannak benne, valamint meszes kiválások sem. A bezáró horzsaköszemek el vannak változva és likaesos, szálas anyaggá szövődtek össze annyira, hogy eredeti nagyságukat megítélni se lehet. Ezek részben gyengén kettősentörő képződményekké kezdenek átkristályosodni.

Egy másik idevaló megvizsgált merev sávós tufában (5618) még nagyobbak, egész $\frac{3}{4}$ mm.-t elérő nagyságúak a homokos szemek. Az előbbivel szemben ebből egészen hiányoznak a homokos mészkődarabkák, de sok *földpát* kristálytöredék van benne, amelyek közül egyik andesinnek bizonyult ($Ab_3 An_2$) és egyesek üvegzárványt is tartalmaznak. A földpátnál kevesebb benne a *quarc* és még kevesebb a *muskovit*. A nagyobb vulkáni származású ásványokon kívül még sok apró kristályospala morzsa is van benne.

Olyan jelenségek ezek, amelyek partközeli lerakódásokra engednek következtetni, amit érthetővé tesz az a körülmény is, hogy már az I. és II. tufaréteg közt kiédesült vízre valló homokos üledéket ismertünk meg.

Ehez a felső tufaréteghez tartozik tán az előbbtől ÉNy-ra, a Szent Jakabtere homokos teteje alatt, a Danzinger-tanya felett talált mállott agyagos tufa (6523), melynek vagy $\frac{1}{20}$ -ad részét teszi ki az elmeszesedett rész. 25 μ -nyi *quarc*, 22 μ -nyi *plagioklas*, 4 μ -nyi *haematit* is akad benne.

A felső tufaréteghez tartozik feljebb, a Szent Jakabtere homokos teteje szegélyén, a Ny-i oldalon levő 1 m. vastag tufás feltárás mállott kőzete (6520), amit mikroskoppal kis nagyítással nézve a hullámos, vonalas, habos szövet árul el. Erős nagyítással negatív karakterű újrakristályosodási terméket látunk benne, továbbá helyenként limonitos gyöngysorokat. Az alaphegységből származó, zúzott 45 μ -nyi *quarc*szem, *muskovit*, *chloritos* újképződmény is van benne és helyenként bőven meszes kiválás.

Egy másik idevaló elmeszesedő homokos márgában (6520) 7—30 μ -nyi pozitív és negatív karakterű gömbös, mikroorganizmusokhoz hasonló sphaerokristályok és szíromlevelekhez hasonló lemezekből csoportosuló képződmények is vannak és vékony rétegenként változik az agyagos és a homokos részek mennyisége. A 26 μ -nyi *quarc* benne már a nagyobbak közé tartozik. Ennél jóval apróbbak a *muskovitszálak*. Van ezzel kapcsolatban olyan kőzet, amelynek uralkodó része az amorph üveg, de kezd elagyagosodni.

Egy másik jellemző felsőbb tufatag a tufás mészkő, amelynek a Borháncs keleti aljából származó megvizsgált (6514 b.) darabjaiban csak nagyon kevés apró horzsakőszál és néhány $\frac{1}{3}$ mm.-nyi és ennél apróbb *oligoklas* földpátszem ismerhető meg egyéb zónás ikerföldpáttöredék mellett, amelyeket 50—150 μ átmérőjű *calcit* egyének halmazza, mint erősen uralkodó alkotórésze a kőzetnek fog közre. A földpátok mind épek, *quarc* nincs velük. De van e kőzetnek egy durvább része, amelyben a gyéren szereplő ásványok közt 1 mm.-nyi *plagioklast* is találunk ép kristályos körvonallal. Ebben a részben a bezáró *calcit*-kristályok is megközelítik az 1 mm-t.

Hasonlít ehhez a *Nagyszopor É-i* lejtőjéről származó tufás mészkő (6522 b.), melyben kevés, részben mikroperthites szövetéket mutató földpát-töredék, ezek között 140 μ hosszú *oligoklas-albit* van, kevés 90 μ hosszú muskovitlemezzel. Pici gömbalakú limonitos pontok előfordulnak úgy ebben, valamint a *Nagyszopor É-i* nyulványáról származó egy másik tufás mészkőben (6522), melynek $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{4}$ részét 40 μ , kivételesen egészen 150 μ hosszú üvegszemek, szilánkok és elmeszesedő horzsakőszálak alkotják. Ebben 26 μ -nyi *quarc*-szemet is találtam. Egy másik mészkőben (6507 b.), amelyik a Borháncs-tető KDK-i lejtőjéről származik, 2 mm.-nyi horzsaköves szálak is



akadnak, kevés földpát és limonitos márga mellett, tehát egész breccsiás mikroskopi képet mutat a kőzet. A calcit főtengelye rendszeren, de nem mindig merőlegesen áll a horzsakőszálak irányára. Mintha csak kevés maradékával volna itt dolgunk az agyagos horzsaköves tufának. Ilyen meszes tufát sok helyütt találunk a N.-Szopor és a Szt.-Jakabtere északi oldalán is. Utóbbi helyről származó (5620 a.) kőzetnek körülbelül felét összekúszált horzsakő és tömör üvegszilánkok halmazza alkotja, amelyek legnagyobb része $\frac{1}{10}$ mm. körüli nagyságú és legfeljebb $\frac{1}{2}$ mm.-re emelkedik. A legtöbb igen finom nyúlványos végű, felfújt üveg, de vannak a tömörek közt olyanok is, amelyek bőségesen tartalmaznak belonitot, longulitot, sőt trichitet is. Elvértve barna rostos, gyéren átkristályosodó, a rostok hosszában negatív karakterű üvegdarabka is akad. Csak nagyon kevés plagioklas morzsa van benne és quare, amely ritkaság számba megy. A bezáró calcit képződmények $\frac{3}{4}$ mm. körüli átmérővel bírnak.

A N.-Szopor tető ÉK-i lejtőjén talált eféle meszes tufa (6522) már sokkal apróbb szemű, uralkodólag 30—40 μ hosszú, úgy látszik, eredetileg márgás laza üledéknek elmeszesedéséből származott. Ennek csak vagy $\frac{1}{4}$ része áll üvegszilánkból, a többi aprószemű meszes képződmény.

Ügylátszik, meleg száraz klímának egyes depressiókban meggyűlt meszes anyaga adta ezeknek a tufának meszes kövesítő anyagát. A képződött calcit kristályok nagysága a homokos tufaszemek nagyságától függ.

A Szamosfalvától DK-re eső *Csurgódomb* tufája mikroskoppal vizsgálva részint agyagos tufa (1535 b.), melynek finom üvegszállai összekúszálva vannak agyagos töltelékbe ágyazva, melyben kevés 35 μ -nyi quare és muskovit is előfordul. Másrészt nagyobb szemű, egész fél mm-re emelkedő homokos rétegekkel váltakozó tufás üledékek ezek (1535 a.), melyeknek egyes rétegeiben felszaporodnak a kristályos palából származó ásványok: quare, muskovit, földpát, de kivételesen 80 μ nyi zöldessárga turmalin is.

II. A szamosfalvi Sós-kút környéke.

A Nagyszopor—szamosfalvi antiklinálissal kapcsolatban emlékezem meg a szamosfalvi sós-kútról, amely a községtől DK-re vagy 3 km.-re, a Szamos árterébe a *Csonthegynél* beszakadó Sospatak baloldalán, tehát az előbbi antiklinálison kívül, annak keleti szárnyán levő és a szomszédos dezméri antiklinális közzé ékelődött tagként jelenik meg. A Sós-kút a Patáról ÉNy-i irányban jövő völgynek ÉK-re

való megtörésénél van ott, ahol az alluviális völgy háromszögalakúlag kiszélesedik.

Mind a három oldalán meredek lejtőjű domb emelkedik, amelyek mindenikén több tufarétegsort találtam, nevezetesen a Ny-i oldalon, a kolozsvári Sós-kút völgyéhez vezető út mentén kettőt: egyiket az oldal közepe táján, a másikat k. b. 40 m. magasságban e felett; a D-i oldalon a Budunusra vezető, árkokkal szeldelt oldalon hármát, körülbelül 20 m.-es közökkel elválasztva egymástól. Ezek közül az alsó a sós-kút őrének háza felett vagy 20 m. magasságban kezdetleges kőfejtőtől szolgált (5616). A K-i oldalon a Tamásy, újabban kincstári tanya alatt levő lejtőn szintén három tufás réteg van, melyek közül az alsó (I.), amelyik 36° alatt dől KÉK-re, vagy két m. vastag, a felett levő 35 m.-re következő (II.) tufás réteg már alig vastagabb 1 m.-nél, de felette vagy 8 m.-re következik egy még vékonyabb, 1 m. vastagságú még ehhez sorozható tufa, amely már 20° alatt dől. Tovább DK-re a domb felső részén látható a III-ik tufavonulat, melyet D-i folytatásában a kőbányák hosszú sorával feltártak. Ezek dőlése jóval enyhébb, mint a mélyebbeké. E felett homokos lerakódások, ezekkel kapcsolatban coneretiós képződmények is vannak, amelyek tán már a sarmata lerakódásoknak felelnek meg. A rétegsorozatot elég tisztán láthatjuk a tanyától nyugatra eső árkokban, ahol meggyőződünk arról is, hogy a tufarétegek közt uralkodik a márga, amit sűrűn szakít félbe finomabb laza homok. De kemény durvább, a felekihez hasonló, csak hogy alárendelt szerepű t. i. $\frac{1}{2}$ m. vastag homokkő, amely ritkán kavicsossá válik, is van a II. tufa alatt levő márga közt. Túlnyomólag quarszemekből áll e réteg, de diónyi permi homokkőkavics is van, amelyet finomabb homokos meszes kötőanyag tart egybe.

A szamosfalvi Sós-kutat körülvevő három dombvonulatnak egyformán meredek lejtői, de főként ezek felépítésében résztvevő tufabetelepülések a szamosfalvi Sós-kút körül kúpalakúlag kiemelkedő lapos boltozatra engednek következtetni. Sajnos, rétegmérésekkel nem tudom igazolni ezt a föltevést a Ny-i és D-i oldalon, mert az itt lévő szántóföldeken semmiféle mérhető feltárás nincs. A tufás rétegek szabályos húzódásából, főleg a széles Budunustetőt nemcsak az északi oldalon, hanem a DK-in is körülvevő hasonló több tufás vonulatból, amelyek a Budunus és a Határdomb között levő közbülső, széles dombvonulat oldalán is mutatkoznak megszakadozva, azt kell következtetnem, hogy legalább a felső tufás réteg települése közel áll a szinteshez.

A Budunus felső tufásrétege a Határdombtetőn a kolozsvári

Sóskút antiklinálisa felső tufás rétegével látszik kapcsolatba jönni. Ennek a vonulata is a szamosfalvi Sóskút és a Vértölgy közt, az erosio által szétszabdalt, nagyobb részben erdővel borított területen, egy egészben véve táblás szerkezetű ellaposodást árul el, délre a sóskutat környező kúpos kiemelkedéstől. Ez által egy tekintélyesebb háromszög alakú terület iktatódik egyrészt a kolozsvári Sóskút, másrészt a dezmeri és délfelől a Vértölgy antiklinálisa közé.

A szamosfalvi Sóskút keleti oldalán emelkedő dombvonulat tufás rétegeinek északi folytatását jól láthatjuk a *Csonthegyen*, ezen a 363 m. magasnak jelzett dombon, amelynek vázát lényegileg az erősen gyúrt tufarétegek adják meg. A tufa települését legszebben láthatjuk a domb déli lejtőjén a Sospatak baloldalán. Ez a patak a Sóskútnál ÉÉK-re, majd a Szamosba szakadása előtt ÉK-re, sőt K-re kanyarodik. Itt a legalsó (I.) nyugati vonulat tufás rétege 45° alatt dől keletre, tehát a kolozsvári sósforrástól jövő antiklinálisnak nyugati szárnyához tartozik. A felette levő többi II., sőt III. tufaréteg is hasonló dölést és csapást mutat a *Csonthegyen*, honnan ennek déli szomszédjára a *Zepogyára* húzódik át. A szamosfalvi Sóskút K-i oldalán vonuló alsó tufás réteg DK-i folytatásának tartom e Sóskút felett vagy 2 km.-re a Kolozspatáról jövő völgy fenekén levő sósforrásnál előforduló tufát (2046), melytől K-re a térképen Siguluinak jelölt domb oldalán a magasabb szint tufái is láthatók.

A szamosfalvi Sóskút környéke tufáinak mikroszkopi képe.

A szamosfalvi sóskút keleti oldalán húzódó ennek a hosszú vonulatnak tufái, mint általában a szóban levő területnek a tufái sűrű, aprószemű tufák, amelyek kisebb-nagyobb mértékben keverednek nem vulkáni homokos és márgás rétegekkel, úgy hogy az egyes tufavonulatok izolált darabjait egymástól nem lehet biztosan megkülönböztetni. Az egész vonulatot tekintetbe véve azonban mégis találunk jellemző különbséget, nemcsak különböző vastagságukban, hanem abban is, hogy az alsó (I.) réteg tufája sokszor finom agyaggal keveredik. Ez a *Csonthegyen* sok biotitot is tartalmaz (1935). A *Csonthegy* megvizsgált alsó tufája helyenként eléggé tiszta vulkáni anyag, amelyben muskovit úgyszólván egészen hiányzik. Rétegenként felszaporodik benne a nagyobbára 100 μ -nyi vulkáni ásványtöredék, és pedig uralkodólag földpát, miből oligoklast határozottam meg. Némelyik földpátban üvegzárvány is előfordul. Kevesebb e tufában az egész 250 μ hosszúságot elérő biotit, még kevesebb a quare. Uralkodó anyaga azonban ennek a kőzetnek az összekúszált helyzetű, különböző nagyságú vulkáni üveg, nagyobbára horzsakő, amelyből

a durvább rétegekben fél mm.-nyi darabok is akadnak, továbbá apró víztiszta üvegszilánkok. Ezek finom üvegporba vannak beágyazva, amelyek mállani kezdenek és részben vassal is festve vannak. Egyes helyeken majdnem tisztán ilyen, az előbbieknél apróbb töredékekből lett üvegsávokból áll a kőzet.

A kinestári tanya alatt levő legalsó tufaréteg (5621 b., 5623_a) szabadszemmel nézve tisztább vulkáni ásványoktól homokos tufának látszik. Mikroszkop alatt is túlnyomóan uralkodik benne az üveganyag és dácitásvány, a földpátban rendkívül sok üvegzárvánnyal. A vulkáni ásványokon kívül bőven van benne idegen ásványmorzsa: quare, muskovit, epidot, zöld amphibol, földpát, biotit, kevés mészszemese, továbbá kristályospala, agyagpala kőzetmorzsa. A szemek nagysága néhány μ -tól $1\frac{1}{2}$ mm.-ig emelkedik. Ezekben igen apró mikroorganizmus, köztük néhány μ átmérőjű, egyenletes amorph gömbös képződmények is vannak, amelyekre vonatkozólag DR. GYÖRFFY ISTVÁN kollegám, a botanika tanára, aki kérésemre szíves volt azokat megvizsgálni, azt írja, hogy azok „a teljesen structura nélküli, üres, simafelületű héjak, valószínűleg valamely alsóbbrendű növényi, vagy állati cysta-maradványok; 10—11—12 μ nagyságúak”. Egy másik idevaló agyagos kőzetben 100 μ -nyi horzsaköves szálak összekúsált halmazát látjuk agyagba ágyazva.

A szamosfalvi sóórház felett vagy 20 m.-re előforduló alsó tufarétegben (5616) habár sok a nem vulkáni ásvány: quare, ami uralkodik benne, muskovit, palamorzsa, ritkábban zöld amphibol, gránát, kékesbarna turmalin, de vulkáni plagioklas, biotit, barna amphibol is van az erősen uralkodó tufaanyagban. Az üveg ebben annyira uralkodik, hogy az ásványok a kőzetnek csak $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{5}$ részét alkotják.

A Patáról jövő völgyben, a szamosfalvi Sósút felett vagy 2 km.-re a sósforrásnál levő dacittufa (2046) mikroskoppal nézve elég tiszta dácitanyagból áll, melyben az üveges képződményeken kívül $\frac{1}{4}$ mm.-nyi ásványszemek: nevezetesen plagioklasföldpát barnás-erős negatív kristályalakú üvegzárvánnyal, biotit, 60 μ hosszú apatit-oszlop, kevés magnetit, de 200 μ nyi andesitalapanyag morzsa, sok ferdén ($33\frac{1}{2}^\circ$ alatt) sötétedő plagioklasléccel fordul elő. Ezeken kívül kristályospala morzsa akad benne kis mennyiségben. Az ásványszemek együttesen a kőzetnek kb. $\frac{1}{5}$ részét teszik ki.

A Csonthegy II-ik tufarétegeből megvizsgált dacittufa (1936) ennek a hegynak I. tufarétegénél apróbb szemű, többnyire 50 μ körüli és kevésbé tiszta vulkáni anyagnak bizonyul. Az uralkodó mállott üvegszálak és szemek közt ugyanis elég sok muskovit, zúzott quare, egyéb régi ásvány: földpát, biotit és kristályospala morzsa van.

A kinestári tanya alatt levő árokban is találunk tisztább üveges tufát, amelyben andesin, labradorit töredékek mellett vulkáni quare, biotit szerepel, de sok az apró idegen, főleg kristályospala ásvány és kőzetmorzsa is, főleg egyes sávokban, ezek közt 120 μ -nyi zirkonszem is. De van ebben a sorozatban 30 μ -nyi üvegşálakat tartalmazó márga is, melyben csak a legnagyobb muskovit şálak érik el az 50 μ hosszúságot. A legapróbb pelyhek mérete 2–3 μ . Ezekkel 6 μ -nyi negatív karakterű gömbös képződmény is van. Ebben a kőzetben (5623) csak $\frac{1}{4}$ részt tesz ki az üveges dacitanyag.

A III-ik tufaréteg abban különbözik az alsóbbaktól, hogy általában véve azoknál nemesak kevésbé vastag, hanem kevésbé tiszta is, aránylag sok márga vagy homokos résszel keveredett. Ezekben gyakran növénymaradványok, továbbá kezdődő elmeszesedés is mutatkozik. Növénymaradványt találtam Dezmértől nyugatra a *Kricseny-tető* tufájában (1939).

A térképen „Tamásy tn.”-nak nevezett tetőtől nyugatra levő legfelső tufa (5622) nagyon homokos tufa, amely mikroszkop alatt k. b. fele részben ásvány szemből áll, de ezek legnagyobb része régibb kőzetből származik: főleg zúzott quare, hosszú muskovitszál, calcit darabkák, meszes léjtöredék, fekete keresztel sötétedő néhány μ -nyi gömbös képződmény. A szemek nagysága uralkodólag $\frac{1}{4}$ – $\frac{1}{2}$ mm. közt van. Kevés földpát és mészkőtöredék is akad közöttük. Egy másik idevaló tufás kőzetben (5622 b.) is csak a térfogatnak vagy negyedrészt teszi ki a szélein elváltozott finom üvegşál, amelyik márgás üledékekkel keveredett és kevés idegen ásványszemet tartalmaz. A többi megvizsgált, innen származó tufás kőzet ezekhez hasonló tisztátalan, homokos, mészkő szemecskéket is tartalmazó, vagy elmeszesedő aprószemű kőzet.

Egy harmadik megvizsgált kőzet apróbb szemű meszes, iszapos üledék (5623₁₀), kevés, kb. a térfogat $\frac{1}{5}$ részét kitevő, közepesen 100 μ -nyi és nagyobb üregdarabkával. Az elmeszesedés némelykor felismerhetőleg a régibb csillámos şálak körül következett be.

Jóval tisztább mállott dacittufának bizonyul ennél a kinestári tanyától Ny-ra eső árok II-ik tufarétege (5621 c.), melynek uralkodó anyaga gyenge átkristályosodás által összetapadó likacsos üveg. Ebbe vagy $\frac{1}{8}$ -ad résznyi, legfellebb $\frac{1}{3}$ mm.-nyi andesin földpát, zúzott quare, chloritos biotit van beágyazva. Rétegenként azonban ebben is felszaporodnak a kristályos palából származó homokszemek.

A *Csonthegy III. tufarétegeből* megvizsgált kőzet nagyon mállott dacittufa, amelyben rétegenként nagyon sok az ásvány, ezek közt elvértve meggömbült biotit és kevés muskovit is.

A Budunus D-i részéről származó (6519) tufa feltűnően tiszta vulkáni anyag, $\frac{1}{3}$ rész egy mm.-ig emelkedő ásvánnyal, főleg üveg-zárványos plagioklassal, melyek közül *andesint* határoztam meg, legömbölyödött quarceal. A kőzet uralkodó része elmállott üveges képződmény, melyben elmeszesedés indult meg sok helyütt, továbbá limonitosodás is. A Budunus-tetőről származó (5628 x.) tufa eredeti fél mm.-nyi horzsaköves és tömörebb üveges részeeskéi kezdenek pozitív karakterű rostokká átkristályosodni és sok apró idegen ásványt, márgát, ezek közt mészharangit, 100 μ -nyi apró muskovitot is tartalmaznak.

Egy másik, erről a helyről származó tufában meg apróbb ásványokat tartalmaz az eredetileg 20–30 μ -nyi üvegrészeeskéből állott töredék, amely szintén kezd átkristályosodni.

A háromszögű terület kiszélesedő DK-i részéről, a báró Jósika erdejéből származó (2044) kőzet aprószemű, muskovitos tufa, melynek fekvésében sűrű meszes homokkő fordul elő. Nagyon homokossá válik helyenként a Határdomb nyugati tetején húzódó tufavonulat is, amely közzé települt vékony, quarchomokos lerakódás helyenként átlós szerkezetet is mutat (6517). Hogy e felett, de alatta is vastag homokos rétegek vannak, azt a Vértölgyet északról szegélyező oldal tárgyalásánál fogjuk általános vonásként megismerni.

III. A szamosfalvi Kiskeselya antiklinálisa.

Szamosfalvától KÉK-re, br. Jósika Gábor tanyájától K-re a Kiskeselyának nevezett területen egy domb él húzódik — a tábor-kari térképen 386 és 390 m. magassággal jelölve — amelynek mentén tekintélyesebb dacittufás rétegsort látunk 20–30 m. szélességben, agyagos konyhasós márgától kísérve. A dacittufa rétegein, a domb közepe táján az elhagyott kőfejtőkben ÉNy-i 38° – 44° dőlést mértem. Ez a tufa sűrű, vékony quarchomokos közbetelepülésekkel helyenként diagonalis rétegzettséget eláruló, részben tisztább, kevés biotitot is tartalmazó fehér kőzet (5559 c. 1536), amely agyagos részekbe megy át és szabad szemmel nézve hasonlít a Szamos túlsó oldalán, Szamosfalvától D-re emelkedő Curgódombon megismert tufához. Egyes helyeken a rétegzettség 45° alatt eső finom szabályos repedések mentén kivált limonitos festést veszünk észre. Az épebb tufa vagy 2–3 m. vastag réteget alkot, amely felfelé márgába megy át és felette egy másik vékonyabb tufaréteg következik.

Ezt a felső tufát ismét vagy 10 m. vastag márga borítja, amelynek tetején tufás sárga agyag van (5559 b.). A vastag tufa alatt limonittól sárgára festett muskovitos quarchomokkővet találunk,

meszes kötőanyaggal (5559). Még mélyebb helyzetűnek látszik az a mészmárga, amely ettől a tufavonulattól D-re, a Szamos balpartján 36° alatt ÉNy-ra dőlve üti ki magát.

Ettől a vonulattól DK-re egy fél km. távolságban, a 377 m.-el jelzett magaslattól a Szamos ártere felé, az előbbeni vonulattal párhuzamosan egy másik domb ereszkedik le, amelyet hasonló vastag, de ellenkező irányban DK és D felé 30–34° alatt dőlő tufás rétegsorozat épít fel (1538, 5557 a. b.). Ezt a magaslatot a Szamos vízszíne felett 65 m. magasságban vagy 2 m. vastag diluviális kavicsréteg borítja, amit egyébként megtalálunk a szomszédos magaslatokon is, habár geológiai térképünk Kolozsvár alatt a Szamos balpartján sehol sem jelöli.¹ Az alsó likacsos tufa alatt palás tufaréteg közbejöttével márga van, amelyben lejjebb egy sóskút van ásva. Felette sűrűbb agyagos homokos tufaréteg következik (5557 b.), amely megfelel a másik szárny hasonló kőzetének (1537 b.).

Kétségtelen tehát, hogy az északi párkány felé nyomott, kissé ferde, keskeny antiklinális résszel van itt dolgunk, amelynek tengelye nem a Nagyszóportól a Borzáson át jövő, jóval szélesebb antiklinális tengelyének, hanem Szamosfalván át, a Szamos alluviális és diluviális árterületétől vagy 7 km. hosszú vonalon eltakarva, a békási antiklinálisnak tart és talán egy külön szegélyredő részletének felel meg. Az antiklinális tengelyében nemcsak a tufától jelzett vonulaton belől a déli szárnyon, hanem a tovább ÉK-re az Apahidának tartó Melegvölgy felé is sóskútak vannak. A Melegvölgy túlsó oldalán gyengébb (10°) ÉK-i dőlésű rétegek mihamar elzárják ezt az antiklinálist.

Talán az alsó tufa csoportjának felel meg ez a tufás vonulat, melyen kívül ÉNy-ra a magasabb tufarétegeknek a nyomát is lehet látni a gazdasági épületek alatt és felett, valamint a Kolozsvár felé huzódó, 480 m. magasnak jelölt magaslat alatt és ezek közt meszes tufaréteget is. (1541).

A Kiskeselya vonulat tufáinak mikroszkopi képe.

A Kiskeselya tufavonulatából megvizsgáltam a DK-i szárny alsó tufájának egyik kőzetét (1538), amely erősen el van ugyan változva és limonittal is meg van festve, de azért elég tiszta tufanyagnak bizonyul, amelyben uralkodik az összenyomott, összetapadt

¹ Dr. STRÖMPL G. a Szamos jobbpartjáról az apahidai Padurița-ról említ egy 60 m. magas „ősi Szamos terrasz-kavicsot” és ezenkívül egy 80 és 20 m.-ost is. Jelentés az Erdélyi Medence földgáz előfordulásai... munkálatok eredményéről. II. rész, 1 füzet. Kiadja a m. kir. Pénzügyministerium. Budapest, 1913. 178 l.

üveges darabok halmaza. A benne levő ásvány és pedig uralkodólag *földpát*, *quarc*, *biotit*, dácitásvány; de ezek mellett kristályos palából származó ásványok és morzsák is vannak, amelyek együttvéve $\frac{1}{6}$ — $\frac{1}{6}$ részét alkotják a kőzetnek. Ezek nagyobbára apróbb töredékek, csak kivételesen akad benne 1 mm. nagyságú zónás dácitföldpát.

De van itt, valamint az ÉNy-i szárnyon sokkal finomabb, 50—100 μ -nyi szemekből álló tufa is (1536). Ebben rétegesen beágyazva sok, a kristályospala hegység kőzetéből származó, 100 μ körüli morzsa: főleg *muskovit*, *quarc* fordul elő. Mélyebb szintből származik egy másik, 30 μ -nyi üvegszemek halmazából álló tufa (5557 b.), amelyben csak kevés 20 μ -nyi *quarc*, továbbá *biotit*- és *chloritszál* és igen apró *muskovit*pehely van.

A Kiskeselyatétről származó (1536 b.) homokos tufa is lényegileg apró üvegporból és horzsaköszálból áll, amelyben 100 μ -nyi kristályospala darabka, továbbá *quarc* és *muskovittöredék* fordul elő, melyek közül csak a nagyobbak érik el a 200—300 μ nagyságot. Apró negatív karakterű gömbös képződmények is vannak ebben, valamint az innen származó egy másik tufában is (5559 b.). Utóbbiban az apró üvegszilánkok összekúszált halmaza $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{2}$ részét teszi ki a kőzetnek, amelynek másik fő része pici mészszemcséket tartalmazó agyag.

Ez alatt egy meszes kötőanyagú, finomszemű homokkő fordul elő, $\frac{1}{4}$ mm. nagyságú uralkodólag szegletes *quarc*- és *földpátból* álló szemekkel, melyek közt kevés mészkötőredék, *muskovit*, ritkán 100 μ -nyi hosszú *zirkon* oszlop is akad.

Az egészen elmeszesedett tufadarabkák (5559 d., 1541) a Nagyszopor csoportjában a legfelső tufaréteg tagjai közt megismertekhez hasonlítanak.

IV. A dezmeri antiklinális.

Az előbb megismert NyDNy-i irányú antiklinális végétől keletre, azzal majdnem derékszöget alkotva, a Szamos alluviális ártere baloldalán, Szamos Szt.-Miklós községtől ÉNy-ra kezdődik egy másik, a tufás rétegen jól felismerhető D-i irányú antiklinális, amely folytatódik észak felé a Tarcsa völgyig, melyen túl a nyugati szárnynak megfelelőleg ÉK-re, a keleti szárnynak megfelelőleg pedig ÉNy-ra dőlő rétegek állják útját.

A dezmeri antiklinális Ny-i szárnyának legészakibb részét a Csikós 398 m. magas tetejétől K-re látjuk egy 43° alatt Ny-ra dőlő tufás vonulaton. Az antiklinális keleti szárnya a Csikós előbb említett magaslátótól vagy 1 km.-re K-re eső, 390 m.-nek jelzett magasságtól

D-re húzódik le a Szamos ártere felé, ahol 25° alatt K-re dőlő rétegei vagy 15 m. széles kiugró sarkantyút alkotnak. Ezt a vonulatot vagy 200 lépés hosszúságban a régiektől — OROSZ ENDRE apahidai igazgató-tanító, archacologus szerint, aki egyik kirándulásomon hozzám csatlakozott —, tán rómaiaktól kibányászott árok teszi jól láthatóvá. OROSZ úr ettől a tufavonulattól K-re eső szép területen a régiek jó érzékére valló prachistoriai telepet is felfedezett.

A Kiskeselya előbb tárgyalt alsó tufájához hasonló, aprószemű, mélyebb rétegében ásványosabb, biotitos, azénál kissé nagyobb szemű, felfelé homokos, diagonálisan sávos, sűrű tufát találunk itt, amelyen szabadszemmel nem sokat lehet látni.

A Szamos $2\frac{1}{2}$ km. széles ártere alatt folytatódik ez a vonulat D felé, amit Szamosszentmiklóstól Ny-ra $1\frac{1}{3}$ km-re a Szamos térd-alakú megtörésében látható tufás márga rétegeinek 70° -os NyÉNy-i dőlése is bizonyít. Az antiklinális tengely Szamosszentmiklós község nyugati végén és a Szamos jobboldali dombvidékén át a Dezmér felett emelkedő 454 m. magas Csuhá tetőnek tart, amelytől ÉK-re eső oldalon a K-i szárny dacittufája nagy területen látható. Itt 3 tufaréteget is meg lehet különböztetni a tengely közelében 25° alatt, ettől távolabb pedig 14° alatt K-re dőlve, amelyek D felé húzódnak le a domboldalon és megerősítik a dezméri meredek vonulatot úgy, hogy itt nem fordul elő földesúszás, ami egyébként olyan közönséges ennek a vidéknek főleg nem ráncos területén. A Ny-i szárny tufái Dezmér K-i oldalán a hegy aljában a Pietrisen láthatók, ahol az erősen összenyomott tufa rétegei 45° alatt és még meredekebben is dőlnek Ny-ra. A magasabb rétegek tufamaradványai pedig magában a községben és annak Ny-i szélén láthatók szétszórva.

A dezméri tufák közt az antiklinális tengely közelében megtaláljuk a Pietrisen a Csikós dacittufáihoz hasonló tisztább, likaesos tufát. Ehez hasonló, de kevésbbé összenyomott biotitos tufa feljebb is előfordul a Csupán (799). A Csupának K-i részén és a szomszédos Korabián is húzódik egy tekintélyesebb tufavonulat. Utóbbi vagy 250 lépés hosszban ki van bányászva. Ez eltekintve egészen márgás fajtáitól, aminő minden vastagabb tufás rétegsorozatban előfordul, főleg merev, sűrűn váltakozó homokos rétegeivel különbözik az előbbiektől és a felső (III.) tufaréteghez hasonlít (798). Durvább quare homokkő is előfordul itt a dombtetőn.

A Dezmér alatt folyó patakon túl az eddig gyenge ívalakú kanyarulatot alkotó antiklinális DDK-i irányban húzódik tovább, a térképen „Continuité”-nak nevezett magaslaton át. Ebben a szakaszban igen erősen össze van nyomva, amennyiben a dezméri völgybe D

felől jövő Rezóre patak K-i oldalán 65° alatt KÉK-re, de feljebb ugyanilyen meredeken NyD Ny-ra is látjuk dőlni a vastag tufás rétegsorozatot. A tengelytől távolabb a Ny-i szárnyon, ennek a pataknak felső folyásában azután Ny felé fokozatosan enyhülő (35° , 22° , 16°) NyD Ny-i dőléssel találjuk a magasabb tufás rétegeket.

A Continituról az antiklinális tengely, tovább D-re a *D. Petrisiu* 497 m. magas csúcsának tart, amelynek környékén az itt levő erdőben több kőfejtőt nyitottak a dacittufában. E hegy „Petrisiu“ (Köves) nevének, valamint kiemelkedő helyzetének is a dacittufa az oka. Északi 490 m. magas csúcsa alatt különböző fok alatt uralkodólag DDK-re, a főcsúctól ÉK-re pedig az erdei bányában DK-re dőlnek a rétegek. Egészben véve a tufa települése széles, lapos kiemelkedést árul itt el és morphologiailag is a rendestől eltérő alakot hoz létre. Kétségtelen, hogy itt a közeli, később tárgyalandó Vervölgy K Ny irányú redője érezteti a hatását. Tovább DK-re a Kolozspata község ÉK-i oldalán emelkedő D. patai hegy keleti oldalán a tufás rétegek ismét KÉK-re 30° , sőt egy próbagödörben a patai homokkőves magaslát keleti oldalán 50° alatt dőlnek. Tehát az antiklinális tengely folytatódik tovább a 488 m. magas D. patai hegyre, melytől DDK-re a Kolozspatától Bosra vezető út mellett már csak a *Zepogy-patak* kezdő sósforrásaiból és a Zesenién található tufából következtethetünk a vonulat tovább folytatódására Bos község irányában, ahol a templom alatt levő árokban egy fél m. vastag tufaréteget egészen szintes helyzetben, a község K-i oldalán levő *Kőborárokban* pedig a márgás réteget 4° alatt D-re dőlve találtam. (5573).

Ami ezen antiklinális Dezmér és Pata közt eső részének tufás rétegeit illeti, lássuk legelőbb a Continitu Ny-i oldaláról jövő árokban lefelé szabályos sorrendben előforduló több tufás rétegesoportot, melyek az erősebb összenyomás következtében nem nagy távolságban vannak egymástól. Sűrű tufák ezek mind, amelyek átmennek agyagos tufákba. A tufavonulatnak legfelső csoportjában megtaláljuk a diagonális rétegzettségű homokos, sőt opálos tufát is (102 b. Kis), amely itt vagy 5 m. vastag csoportot alkot. Az alatta levő sorozatban likaesosabb, növénymaradványokat is tartalmazó limonitos rétegek is vannak.

A Patától É-ra emelkedő Pietristetőn is több tufaréteget találunk, nevezetesen egy tisztább, alsó (I. v. II.) tufaréteget, fehér tén kaolinos állapotban (5623₂₃) és egy homokosabb sávós felső tufaréteget. (5623₂₅).

A *D. patai* hegy keleti oldalán levő tufa (1546 b.) igen aprószemű, kissé homokos, növénymaradványt is tartalmazó tufa, amely lefelé homokkőbe megy át és a felső réteghöz látszik tartozni.

Dr. BÖCKH HUGÓ „Az Erdélyi Medence antiklinális vonulatainak vázlatos 1:300.000 térképé”-ben¹ ez az első antiklinális Ny-felől, amelyik — amennyire a kis mérték mellett megítélni lehet — elég jól összevág az itt részletesen leírt antiklinálissal, eltekintve a tordai antiklinálissal feltételezett (szakgatott vonallal jelölt) kapcsolódástól, amelynek a később tárgyalandó vérvölgyi K-Ny-i redő is ellene van. Dr. PÁVAI VAJNA FERENC e „Jelentés stb.” 103 lapján foglalkozik a dezmeri antiklinálissal, melyet „redőcsoport”-nak, illetőleg „kettős redő”-nek ír le. A Csikóson kimutatott É-i végéről azt írja, hogy: „Ezek valamelyikének folytatása s egyúttal valószínűleg vége ott van a Szamos völgy É-i oldalán a 398 és 390 m.-es pontok között”. De ehhez veszi ő a szamosfalvi Kiskeselya antiklinális, sőt úgy látszik a később tárgyalandó Apahida máv. állomási antiklinális, ahogy ő írja: „Apahidától Ny-ra a Szamosvölgyben kezdődő”-t is, ezért „dezmeri dómról” beszél.

A dezmeri antiklinális tufáinak mikroskopi képe.

A legérdekesebb eredménye a mikroskopi vizsgálatnak az, hogy ennek az antiklinálisnak mentén látható sok tufa réteg közt Dezmer községtől K-re a tengely közelében a kolozsvári Hója alsó ásványos tufájához, még inkább a kolozsvári sóskút ásványtufájához hasonló, de mindezeknél apróbb szemű biotitos tufát sikerült felfedezni. (799).

Ennek a kőzetnek fele helyenként ásvány, amelynek nagysága 200 μ körül van, de kivételesen 500 μ -t is elér. Az uralkodó üveges szemek halmaza eléggé mállott, vassal veresre festett sávós összenyomott amorph anyag. A dacitásványok közt üvegzárványos, oligoklas-andesin sorozatú plagioklasok is vannak. A quareon kívül barna biotit is elég sok van benne, ami 65° körüli tengelynyílást mutat. Egyes biotit-foszlány erősen össze van ráncosodva. Néhány zöldesbarna amphibol töredék és egy 150 μ -nyi augitiker is van benne és ugyan ilyen hosszú, de egyik végén letört zirkon kristályka, továbbá nem sok magnetitszem. Az idegen anyag közt 250 μ -nyi *plagioklast*ús andesit-alapanyag morzsája is előfordul benne, továbbá barna üvegmorzsa. Ezeken kívül az alaphegységből igen kevés *muskovit*, továbbá hullámosan sötétedő *quarc*, régi mállott *földpát*, *quarcit* darabka akad ebben a legmélyebb tufában.

Ehhez hasonlít tovább D-re az antiklinális tengely közelében a Kopácsen előforduló (1893) tufa mikroskopos képe is, csak hogy

¹ Jelentés az Erd. Medence földgázelfordulásai körül eddig végzett kutató munkálatok eredményéről. II. rész. 1 füzet. Kiadja a m. kir. Pénzügyminiszterium, Budapest, 1913.

ennek üveges alapanyaga még jobban, sávos halmazzá össze van nyomva. Ennek is kb. fele ásvány, ezek közt zöldes *amphibol* is és kevés *muskovit*, *kristályospala morzsa*, továbbá átkristályosodott andesit alapanyag.

A Dezmér DK-i aljában levő *Pietris* tufájában (1894) már jóval kevesebb a dacitásvány, mint az előbbiekben, habár ez a kőzet is nagyon tiszta eruptív termék. Az ásványok között zónás *plagioklas*, továbbá olyan hullámosan sötétedő *quarc* fordul elő, amelyben feltűnő sok az üvegzárvány. Andesitféle alapanyag morzsa ebben is van gyéren, valamint kevés *muskovit* és kristályospala morzsa is.

Ennek a kőzetnek uralkodó anyaga a porcellánféle, összenyomott, szétszórt fényben habos, szálas szerkezetűnek látszó üveganyag. Az erős mechanikai hatásnak sokféle nyoma látszik rajta, nevezetesen a biotit féregalakúlag összegömbült foszlánnyá lett. Egyik 350 μ hosszú, tehát feltűnő nagy quarenak a vége szálas képződménnyé változott.

A Szamos baloldaláról a *Csikós* tetőről megvizsgált dacittufa (1900) szabadszemmel nézve hasonlít az előbbihez. Mikroszkop alatt is találunk benne elég tiszta dacitüvegből és 300 μ körüli dacitásványból (*plagioklas*, *biotit*, *quarc*) álló szemeket, de lényegesen különbözik az előbbiektől azáltal, hogy ebben vékony rétegeként rendkívül sok apró, 80 μ körüli idegen zúzott *quarc*, *muskovit*, *kristályospala morzsa* van. 8 μ átmérőjű, amorph *szerves* képződmények csoportja is előfordul benne helyenként, némelykor *limonittal* festve. Az uralkodó, kb. $\frac{3}{4}$ részét e mállott kőzetnek üveges, részben sok levegőt bezáró anyag teszi ki, amely csillámosan kezd átkristályosodni.

Ettől D-re eső helyről megvizsgált dacittufa (1901) is hasonló az előbbenihez, csak hogy az ásványszemek egyenletesebben vannak eloszolva az egész üveges részben és levegőzárvány nincs benne.

A felső dacittufa csoportjából származik *Szamosszentmiklóstól* D-re a *Csuhadomb* synklinalisából való (1889) tufa, amelynek minden részében vannak igen apró, főleg *muskovit* és *quarc* 40 μ körüli és apróbb morzsái, amelyek vékony rétegenként annyira felszaporodnak, hogy a kőzetnek majdnem felét teszik ki. Egyébként összenyomott üveg alkotja a kőzet túlnyomó részét, melyben elvétve zárványos zirkon kristálynak 100 μ hosszú oszlópa is előfordul.

Van itt olyan, az előbbihez hasonló kőzet is (1889 x.), amelyen hullámbarázdás rétegzettség látható. E kőzet egészben véve nagyobb szemű, mint az előbbeni és azénál több dacitásvány van benne.

Ebben 20—30 μ -nyi mészszececskék is előfordulnak, továbbá barnás, eredetileg talán agyagos *földpátszerű* csíkok.

Apróbb szemű és még több idegen agyagos, meszes részt tartalmaz ennek a redőnek északi végéről a *Tarcsavölgy* baloldaláról származó (1903) finom, nagyon tisztátalan dacittufa, amelyben az igen apró mészszececskéken kívül 200 μ -nyi, felületükön oldott szemek is vannak, olyan mennyiségben, hogy a mész helyenként a kőzet $\frac{1}{3}$ részét alkotja. Ezenkívül elég sok, közepesen 90 μ -nyi muskovitszál és egyéb régibb származású finom morzsa is van benne. A dacitanyagból egyes, 100 μ -nyi tisztább üvegszál felismerhető az apró üvegszemek és márgás összekötő anyag halmazában.

V. Kolozspata—Györgyfalva—kolozsvári (vérvölgyi) antiklinális.

Mielőtt a tovább K-re következő Apahida—karai antiklinálisokat sorra vennők, lássuk az imént megismert dezméri redővel kb. 45° szöget bezáró Pata—kolozsvári, vagy röviden az irányában közep-tájon haladó Vérvölgyről nevezhető párkányredőt, amelynek hatását már a dezméri antiklinálison is észrevettük.

Kolozspata község északi végén K—Ny irányban húzódó 436 m-nek jelzett *Hosszúvis* nevű domb az ő DDK-re $16-24^\circ$ alatt dőlő dacittufa tarajával mutatja jól ennek a redőnek irányát. A dacittufás rétegsor egyik kőfejtőben 3 m. vastagságban látható (5625) és átjön a község ÉK-i végére a D. patai aljába is, mitől $\frac{3}{4}$ km-re K-re már a meredeken K-re dőlő dezméri antiklinálist találjuk. Kolozspata ÉK-i végén a kereszt alatt DDK-re dől 18° alatt a tufaréteg (5624), amit egy közbe települt $1\frac{1}{4}$ m. vastag márga 2 részre választ. A tufa alatt vagy 20 m. vastag homokos, ez alatt pedig vagy 15 m. vastag márgás réteg látható.

Concretios homokkőgömbök a Hosszúvis Ny-i szomszédján, a tőle föltünően széles völgynyílással elfürészelt, 430 m. magas *Csíriscj* aljában is láthatók, ahol a rétegek D-re dőlnek 24° alatt. Ezen rétegek fedőjében a Csíriscj-nek D-i oldalán látjuk tovább húzódni a Hosszúvis tufavonulatát, ahol a rétegek 15° alatt dőlnek D-re. Innen átkanyarodik a tufa a Kolozspatától Ny-ra 2 km-re eső sósókútakhoz, amelyekből kivezető, Aknapataknak nevezett árokban 25° alatt D-re dől a márgáspala. Magánál a patai sósókútnál azonban homokkő van. A sósókúttól Ny-ra már csak egyes szétszakadt tufacserepeket találtam.

Tovább Ny-ra a meredek dombok között nagyon feltünővé válik az antiklinális beszakadásából származó völgyvonulat, amelynek

legszembeütőbb része a Györgyfalvától É-ra elterülő vagy $1\frac{1}{2}$ km. széles lapos, mocsaras *Vérvölgy*. Ennek D-i oldalán a Vérvölgybe nagy számmal beszakadó völgyekkel szabdalts, részben erdővel borított márgás, homokos, vékony tufás rétegekből felépített terület következik, amelynek legnagyobb részét, az egész Hosszúvis vonulatát a D. patai egyrészével már „sarmát emeleti feleki rétegek”-nek jelöli a m. kir. földtani intézet geologiai térképe. A magas sarmata platóról Györgyfalva K-i végén levezető Szőlőpatak és a K.-Pátától Ny-ra 1 km.-re eső Laborpatak közti területen csakugyan nagyon mélyen, helyenként egész a Vérvölgyig lecsúsztak a sarmata homokkővek a középső miocén uralkodólag márgás üledékeire, úgy hogy nehéz ezeket megkülönböztetni a Hosszúvis jóval mélyebb szintű, egyes rétegeiben nagyszemű és concretiós homokkővétől. A Szőlőpatakban látható egész 15 m.-ig emelkedő vékony dacittufarétegekkel tarkázott kékes márgafalak azonban tisztán mutatják a közéjük került homokkő gömbök idegen származását. Rendesen egy m.-nél vékonyabb, némelykor csak néhány cm. vastag 3–4 tufaréteg van itt egymástól márgás, ritkábban homokos rétegekkel elválasztva, melyek többször ismétlődnek egymás felett. Ezeknek szétszakadt darabjait Kolozspatától Ny-ra a Csirisejnek menő árok Ny-i oldalán és tovább Györgyfalva felé a Labor szántóföldön, valamint a Györgyfalvi-út mentén is megtaláltam. Györgyfalvától É-ra eső erdő tufás rétegei közt levő márgában apró globigerinák előfordulnak.

Egyik nevezetes alsó tagjuk ezeknek a finom tufáknak az a meszes-tufa, amelyet már a felső (III.) tufa tagjaként a kolozsvári sós-kút antiklinális tárgyalásánál megismertünk, amelyet K.-re egészen a Várhegyig kinyomoztunk. Egy másik nagyon érdekes tagja ennek a tufavonulatnak a Györgyfalvától É-ra eső területen előforduló vékony amphibolandesittufa, amely egészben véve hasonlít a kolozsvári katonatemetőből (II. közlemény) részletesen leírt tufához, de azénál — úgy látszik — jóval magasabb szinten jelenik itt meg.

Személyes helyszíni vizsgálat alapján ezeket a megismétlődő tufás rétegeket, amelyek sorozatát az alább következő részletes vizsgálati eredményekkel fogom tárgyalni, a Györgyfalva Ny-i részéről lefolyó *Hídpatokban*, valamint ettől Ny-ra a *Vágotterdő* patakjában és K-re a Szőlőpatakban ismerem. XANTHUS JÁNOS tanár, egykori tanársegédem 1911-ben bejárta a Hídpataktól K-re eső, Györgyfalván áthúzódó *Kövespatakot* és *Bakópatakot*, valamint a *Kishegy* K-i oldalán menő árkot is és ezekben a hídpatakihoz hasonló viszonyok között megtalálta az amphibolandesit vékony tufarétegét is.

XANTHUS konstataulta azt is, hogy míg ezeknek a völgyeknek

felső részén a rétegek enyhén 10°-nál kisebb szög alatt dőlnek D-re vagy DDK-re, addig a völgyeknek alsó folyásában jóval meredekebb, 20—30°-os nemcsak D-i, hanem ellenkező irányú dőlésük is van. Tehát szerinte MRAZEK diapir redőlihez hasonló rétegátfúrás volna a Hídpatáknak alsó részén, ahol a Vértölgybe torkolás felett én 80°-os DK-i dőlést is mértem. A Szőlőpatak aljában 28° alatt D-re dőlnek az uralkodó homokos, concretiós rétegek, amelyre a fedőben vagy $\frac{3}{4}$ km. távolságban D-re következő dacittufás márgafal rétegei már csak 12°-os D-i dőlést mutatnak.

Geologiailag legfontosabb vezető szerepe itt a feltűnő eserepes meszes tufának van, amelyet nagy területen találunk itt nemcsak az erdőben, hanem attól É-ra eső földeken is, ahol több helyütt nagyon enyhe települést árul el. Ha figyelembe vesszük, hogy ez a nagyon vékony meszes tufa meg van a Felektől É-ra eső szakadásokban is, továbbá, hogy É-ra, valamint K-re is nagy területen előfordul, akkor úgy tűnik elő, mintha a Ny-i perem vékony opálos homokkővének szerepét itt a meszes tufa, vagy amibe ez gyakran átmegy, a tufás mészkő venné át.

A Vágotterdő (térképen Sipotele) nagyon fedett területe nem igen alkalmas a rétegek részletesebb tanulmányozására, valamint tovább Ny-ra következő feleki legelő (térképen Fena tele) az ő leszakadt füves, mocsaras területével sem, amely egészen megfelel a II. közleményemben részletesebben említett feleki homokos szakadások lépcsőinek. A feleki szakadásokhoz hasonló lesülyedt, vizes párkány egyébként követhető a Györgyfalva és Kolozspata közti területen is. Ennek a redőnek a déli oldalán gazdag, jó forrás van a redő tengelyében, a Borháncstól D-re eső gerincen a kereszt alatt a Ny-i oldalon, 450 m. magasságban.

Ami ennek az egészben véve kelet-nyugati irányú redőnek É-i szárnyát illeti, már fennebb megemlékeztem a Ny-i végén levő Ferscele tufás rétegeiről, valamint fennebb a kolozsvári sóskút antiklinálisának tárgyalásánál a N.-Szopor csoport D-i végén a Borháncs aljában É-ra 49° alatt dőlő rétegekről, valamint ettől K-re a Határdomb (Sub Sipotele) déli oldalán ÉK-re dőlő tufás és homokos rétegekről is. A Vágotterdő É-i végén több helyütt hosszabb vonulatban találtam meszes tufát vagy tufás mészkövet, melynek szétszakadt eserepei a Vértölgy Ny-i végén a vízválasztón is több helyütt előfordulnak. Ez alatt sűrűbb, részben réteges, de nem meszes tufa (II.?) is meg van.

A szétszakadt tufás rétegeket a Határdombtól K-re eső br. Jósikaféle erdőben, a Sópatak jobb oldalán emelkedő Csereerdőben, vala-

mint a Sós-kútaktól ÉK-re a *Sósoldalon* (2043) és a térképen Cirescinek nevezett 463 m. magas domb K-i lejtőjén, továbbá a *Nagyvölgy* (V. mare) K-i oldalán a Patára vezető út kanyarodásánál is megtaláljuk.

Az É-i szárny rétegei az antiklinális legnagyobb Ny-i vonulatában É-ra, vagy ÉÉK-re dőlnek, tehát állóránccot adnak. A K-i végén, a sós-kútak táján azonban általános a D-i dőlés, tehát itt az erősen kiemelkedő Felek—györgyfalvi—ajtoni homokos tábla aljában, vele párhuzamosan húzódó ránc ferde ráncéá válik. Ennek beszakadozása a györgyfalvi Sós-kút körül most is folyamatban van. A beszakadás, másrészt a sok apró völgygyel, vízmosásokkal való felszabdálás nagyon érthetővé teszi ennek a területnek az általánostól sokban eltérő vonását.

Ennek a 10 km. hosszú, a többi antiklinálissal ferde szögletet képező beszakadt antiklinálisnak teljes hosszúságában *sós-kútak* fordulnak elő. Ilyen van mindjárt a Kolozspata község északi végén a Szurduk nevű kelet-nyugati irányú vizes terület ÉK-i szögletén. Sósforrás van továbbá ettől Ny-ra 1 km-re a Hosszúvis és Csirisej közt levő réten. További $\frac{3}{4}$ km-re ebben az irányban következik a pusztuló kiemelkedésen, közel egymás mellett levő beszakadásokban három községnek sós-kútja. A legfelső sós-kút a kolozspatai, amely felett vagy 5 m. magasan konyhasóskivirágzású talaj látszik. A k.-patai sós-kút alatt következik a rödi és egy másik beszakadásban a györgyfalvi. Typicus sós sivatag ez a kilúgozott, hepe-hupás terület.

A sós-kútak felett homokkő és pedig helyenként durva homokkő van. Hogy a sós területen levő mezősegi márgán kívül igen nagy szerepet játszik a tufaréteg alatt is a homokkő, az egy másik közös vonása ennek a területnek.

Ami magát a tufás rétegeket illeti, az előadottakból kitűnik, hogy annak a Hosszúvisen át hosszant követhető vonulata Ny-ra a sós-kútak felé áthajlik. Tovább Ny-ra ennek csak szétszórt darabjait ismerem a Vértölgy lejtőin. Ez a dacittufa az eddigi II-ik tufavonulatnak látszik megfelelni.

Ennél magasabb szinten következnek Kolozspatától Ny-ra a földeken és különösen jól a Györgyfalvától É-ra eső erdős terület árkaiban, márgás közbetelepülésekkel egymástól elválasztva, de nagyon sok homokkővet is közbezárva, a III-ik tufás csoporthoz tartozó vékony finom tufás rétegek. Ezek tagja a már az előbbi ráncokban megismert tufásmész-kő és itt új tagként megjelenő vékony amphibolandesittufa réteg.

Tehát a legmélyebb (I.) tufa sorozatot a Vértölgy antikli-

nálisában nem találtam meg. Ebből arra kell következtetni, hogy az itteni sóskútak magasabb szinten fakadnak, mint az eddigi közleményeimben leírt sóskútak. Ez érthetővé teszi azt is, hogy a homokkő olyan bőségesen fordul elő a sóskútak közvetlen közelében. Azonban ezt a homokkövet, valamint a geológiai térképünkön sarmatának színezett Hosszúvis homokkövét is a fentebbiek alapján még közép-miocénnek (felső mediterránnak) kell tartanunk. A felső miocénrétegek alsó határát az itteni homokköves rétegek sorozatában a tufás mészkő s amphibolandesittufa fölé tartom helyezendőnek.

A Vervölgy antiklinális tufás rétegeinek részletesebb vonásai.

A legalsó összefüggő tufavonulat ebben az antiklinálisban az, amelyet Kolozspata északi végén ismertünk meg. Ennek a község ÉK-i végéről származó tagja (5624) mikroskoppal vizsgálva aprószemű, egyik részben szürkés színű, másikban pedig sárgás árnyalatú dacittufa. Utóbbiban az uralkodó $\frac{1}{3}$ mm.-nyi ásványtöredékek a kőzetnek kb. $\frac{1}{3}$ részét teszik ki, a kőzet többi része összetapadt üvegszál halmaz, amely kevés agyagos foszlányt is közre zár.

Az ásványok közt egy részt vulkáni ásványokat is találunk, ezek közt zónás szerkezetű *plagioklasiker* töredékeket, némelykor üveg- és *magnetit*zárvánnyal. Egyik földpát, amelynek külső része sajátságos rostos, hálózatos szerkezetet mutat, barna színű üvegzárványt tartalmaz, amelyben nagyon sok a légbuborék. Vulkáni *quarc*, valamint zöldesbarna *amphibol* is elég nagy számmal akad, utóbbi $\frac{3}{4}$ — $\frac{1}{2}$ mm.-nyi töredékben, némelykor üveg- és földpátzárvánnyal. Barna *biotit*, továbbá kevés, nagyobb *magnetit* szabadon is van benne. A vulkáni quareon kívül sok zúzott régi quare is előfordul, továbbá kristályospala morzsa. *Muskovit* szál nem sok, de annál több a mészkő, amely 1 mm. nagyságot is elér. E calcitos képződmények részben rostos sugaras szerkezetű darabkák, de nagyobb szemű utólagos elmeszesedési termékek is vannak bőven. A mészkő benne egyes helyeken annyira felszaporodik, hogy a kőzet $\frac{1}{4}$ részét alkotja. Közelen tehát mészkőnek kellett a tufás kőzet lerakódásakor pusztúlnia. Egyes ásványszemek is kezdenek benne elmeszesedni. A kőzet másik részében alig van mészkő és elmeszesedés. Ez kissé apróbb szemű, egyébként lényeges tulajdonságait tekintve, megegyez az előbbivel.

Főbb vonásaiban hasonlít ezekhez a kőzetekhez a vonulat Ny-i folytatásából a Hosszúvis kőbányájából származó tufának (5625) mikroskopi képe is, amennyiben a kőzetnek vagy negyed-részét rendszeren $\frac{1}{2}$ mm.-nél kisebb, többnyire $\frac{1}{4}$ mm.-nyi ásványszemek, köztük sokszor hullámosan sötétedő *quarc*, továbbá *muskovit*

alkotja. De van benne rendkívül sok üveg- és egyéb zárványt tartalmazó földpát is. A kőzetnek többi része isotrop üvegből áll, melyben az eredeti szemek nagyságát többé felismerni nem lehet. Ezen vonások alapján tehát ezt a tufavonulatot nem sorozhatjuk az előbbi redőkben megismert alsó (I.) tufához.

A Kolozspatától ÉNy-ra eső *Csirisej* K-i oldalárkából, e tufavonulat fekvőjéből származó aprószemű homokkőben (5623₂₆) a zúzott quareon kívül vulkáni *quarc* és sok zöldesbarna *amphibol* látható *plagioklas*, *magnetit*, kevés *biotit*, *muskovit* mellett, valamint sok mészkődarabka, a meszes kötőanyagon kívül.

Az előbbi tufavonulat tufájához hasonló, elég sok régi kőzetmorzsát, továbbá sárgás-zöld *amphibolt* tartalmazó és gyengén elmeszesedni kezdő tufát találtam darabokban a *györgyfalvi sósokút* közelében (5627 b.), valamint e sósokúttól ÉNy-ra 1 km.-re a *Csereerdő* szélén (2043), továbbá a szamosfalvi sósokút környékének tárgyalásakor már említett Határdomb (Sub Sipotele) D-i szegélyén is, ahol a Vérvölgy ÉNy-i szegélyén 3 m. vastag márgás tufát homokkő közé látunk iktatva. A Hosszúvis vonulatban is megismertük a homokos rétegek fontos szerepét.

Ehez hasonló, zöld amphibolos, mészkő darabkákat és dácitászványokon kívül nagyon sok alaphegységbeli ásványt tartalmazó tufás-homokkővet (5614 b.) ismerek a Vérvölgy Ny-i lejtőjéről, a 476 m.-el jelzett tető alól.

A Csereerdővel szemben a Sós-patak bal oldalán nyíló vízmósások felső részén és ezek környékén elég sok, szétszakadt tufa vonulatrészt találni. Ezek közt olyan meglehetősen tiszta és $\frac{1}{2}$ mm. körüli, dácit ásványokban gazdag tufa is van (6519.), amelynek kb. $\frac{2}{3}$ részét nagyobb horzsaköves morzsahalmaz alkotja, a többi pedig ásványból áll. Ez tehát némileg a legalsó (I.) tufa rétegeire emlékeztetne, de nevezetes dolog, hogy ez a tufa is kezd elmeszesedni.

A Györgyfalvától É-ra eső erdős terület legfelső tufás rétegeinek közelebbi ismertetésére álljanak itt a következők. Legkönnyebben megismerhető felső tagját ennek azok a vékony, rendkívül sűrű, ép állapotban sárgáskék, mállva fehéres horzsaköves, meszes rétegek alkotják, aminőket már a kolozsvári sósokút antiklinális vonulatának felső tufás csoportjában megismertünk. Nem csak egy, hanem több, néhány cm. vastag ilyen réteg fordul elő a felső tufás sorozat alján, melyeknek összetételére vonatkozólag csak a mikroszkop ad felvilágosítást, mert szabad szemmel alkotórészeiből semmit sem lehet megkülönböztetni.

Egyik ilyen megvizsgált világosszürke kőzetben, amely György-

falva és Erdőfelek közt a Vágástető (Sipotele) alatt levő lejtőről származik (5620a.), az egésznek $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{5}$ része áll aránylag elég nagy, $\frac{1}{4}$ mm.-nyi és apróbb, igen szegletes, horzsakő és egyéb üveg szétrobbant darabjaiból. Ezeknek igen laza szövődékét $\frac{1}{4}$ — $\frac{3}{4}$ mm.-nyi foltonként egyszerre sötétedő calcitszemek halmaza köti össze. Rendkívül változatosak ezek az üvegszilánkok. A legnagyobbak hajlongó szálak horzsakődarabkákká, víztiszta, felfújt üveganyaggal. Vannak továbbá 130 μ -nyi üveg szemek, trichit, longulit, margarit és egyéb kristallitos képződményekkel. De vannak 40 μ -nyi apró üveg-ékek is és nagyon szögletes egyéb ilyen üvegszilánkok.

Ezeket a tiszta üveg morzsákon kívül vannak benne sárgás színű, pozitív karakterű sphaerolithos csoportú átkristályosodó, továbbá a Vlegyásza némely rhyolithjának alapanyagához hasonló morzsák is. Ezzel kapcsolatban megemlítem, hogy a nem nagy számmal levő apró vulkáni *quarc*-töredékeken kívül találtam benne olyan quarcot is, amelynek továbbnövési szivacsos, egyszerre sötétedő quarc-burka van, aminő képződmény sok helyütt fordul elő a Vlegyásza eruptív tömegében. Győrebben *plagioklas* földpáttöredék, továbbá kisebb-nagyobb, egész 20 μ -nyi *magnetit* szem és ezek halmaza is előfordul benne szabadon, vagy alapanyagba ágyazva. Találtam benne 150 μ hosszú corrodt *zirkon*-oszlopát is.

Feljebb a *Zavarospatak* kezdő árkáinak falában is találtam sűrű hasonló tufás mészkövet (5681a.), amelynek vastagsága vagy egy dm, de amelyben már jóval apróbbak, 100 μ nyiak és kisebbek a szerteágazó üvegszilánkok. A bezáró calcithalmaz egyszerre sötétedő szemecskéi is kb. 100 μ nagyságúak. Elenyészőleg csekély számmal van benne még apróbb, 40 μ körüli ásványszem.

Ezt a tufás mészkőréteget felfelé $\frac{3}{4}$ m. vastag márga választja el egy $\frac{1}{3}$ m. vastag, nem meszes tufától (b.). Ez apró szemekből összetapadt likaesos tufa, melyben 50 μ -nyi és nagyobb *muskorit* és egyéb, főleg régi ásvány van kis mennyiségben. Erre 1 m. vastag 50—100 μ hosszú, üvegszálakat csak vagy $\frac{1}{4}$ részben, ezeken kívül 25 μ -nyi orbulina, továbbá zooglóaféle képződményeket, kevés 50 μ -nyi ásványmorzsát és apró, szírom alakú klineoklorrosottákat tartalmazó márga választja el egy másik, $\frac{3}{4}$ m. vastag fehér tufától (d.), amelyet a felületet alkotó márga fed be.

Ezek a tufák tehát tisztátalanok, de többé nem meszesek. A fedőben levő kőzet 40 μ körüli üveg szemek és mállott pelyheket, amelyek a kőzetnek $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{3}$ részét alkotják, agyagos csillámos anyag köti össze. Az alsó tufa réteg uralkodólag összetapadt, mállott sávos

szerkezetű üveganyag, amely csak igen kevés ($\frac{1}{10}$ rész) dacitásványt és kristályospalának morzsáit zárja magába.

Erről a vidékről, nevezetesen a *Vérvölgy* felé húzódó erdőrésztől származó meszes tufa (5682. b₂) abban különbözik az előbbiektől, hogy ebben az egyszerre sötétedő, de gyenge nyomásra valló hullámos sötétedést mutató mészkőszemcsék 1—2 mm. nagyságot is érnek, holott az apró, éles hegyekben végződő üveg- és *andesin-labrador* földpátdarabkák csak 100—200 μ -nyiak. Tán az utólagos nyomásra bekövetkezett átkristályosodás hozta létre ezeket a feltűnően nagy mészszelemcséket. 10—20 μ -nyi és nagyobb magnetitszemek ebben is előfordulnak. 20—50 μ hosszú földpát ikerléceket tartalmazó, andesitféle alapanyag morzsákat is találtam ebben a tufás kőzetben.

Több tufás mészkövet vizsgáltam meg a *Vérvölgytől* K-re eső tisztásról, ahol azok főleg 470—480 m. magasságban fordulnak elő. Egyikben (2042.) a horzsakőszálak 40 μ -nyiak és erősen el vannak meszesedve. Kevés üvegzárványos *földpát*- és *quarc*-szem is van benne, amelyek közt a 120 μ -nyiak már a legnagyobbak közé tartoznak. Az összekötő egyes calcitkristályok általában $\frac{1}{2}$ mm. nagyságúak.

Van azonban ennél finomabb hasonló horzsakőves mészkő is, amelyben úgy a rendesen víztiszta üveg- és fehér horzsakődarabkák, valamint az összefoglaló calcitkristályok szemci apróbbak, 40—50 μ -nyiak. Ezekkel együtt előfordulnak itt apró üvegsemekekből összetapadt tufás rétegek is, amelyekben a kőzetnek csak $\frac{1}{7}$ — $\frac{1}{8}$ része ásvány, nevezetesen 200 μ hosszúságú *muskovit* szál, *biotit* foszlány és sok, jóval apróbb *quarc*, kristályospala morzsa, amelynek legnagyobb része csak 20—30 μ nagyságot ér el.

Egy másik, rétegenként nagyon homokossá váló tufás kőzetben (5628.) 250 μ átmérőjű *globigerinák*, továbbá egyéb megviselt mészhéjtöredékek is előfordulnak.

A Zavarospatak felső árkanak K-i szomszédja a Györgyfalva Ny-i végét szelő és a *Vérvölgybe* szakadó *Húlpatak*. Ennek legalsó részében észlelhető, fennebb említett diapir-féle kimeredésre következő, 20° alatt DK-re dőlő homokos márgás rétegek sorozatában ismét találunk tufás rétegeket és ezek között nagyon sok mikro-organismust tartalmazó (5644c.) iszapos márgát, továbbá vékony szenes réteget is.

Egyik nevezetessége ennek a rétegsorozatnak az amphibol-andesittufa, amely itt az erdő szélétől vagy 200 m.-re levő falban finom dacittufás és *globigerinás*, meszes márga és horzsakőves mészkő rétegek társaságában vagy 1 dm. vastag réteget alkot.

Az amphibol-andesittufának (5683b., 5656. 7a.) mikroskopi képe a következő. A kőzet ásványtufának mondható, amennyiben felénél nagyobb részét ásványok: uralkodólag földpát, azután amphibol, magnetit, augit, biotit, quarc alkotják, amelyek rendszeren $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{4}$ mm. nagyságú töredékek. A többi rész szürkésbarna színű, szálas szerkezetű összenyomott, horzsaköves üveg, amelyben apró földpát és amphibol látható némelykor.

Uralkodó ásványa a *plagioklas*, amely rendszeren erősen isomorph zónás szerkezetű *labrador* ($Ab_1 An_1$), vagy *labrador-bytownit* ($Ab_3 An_4$), nem túlságos nagy ikerlemez számú albit és periklin ikrekkel. Apró üvegzárvány rendszeren sok fordul elő benne, szabálytalan alakban, vagy negatív kristályokkal. A szabálytalan üvegzárvány kivételesen annyira felszaporodik, hogy valósággal szivacsos szerkezetűvé válik a gazdaföldpát. Igen nagy számmal van benne továbbá a zöldesbarna *amphibol*-töredék, amelyben *magnetit* és apró üvegzárvány, ritkábban *apatit* van bezárva. Az *amphibol*, a közönséges zöld *amphibol*, melynek pleochroismusa:

γ =zöld, kékes-barna árnyalattal;

β =barnás-zöld az előbbivel egyenlő absorbtióval;

α =világos sárgás-zöld, az előbbieknél gyengébb absorbtióval.
 $c-\gamma=20^\circ$ körül. (100) szerint kettős ikreket is alkot.

Az előbbieknél jóval kisebb mennyiségben fordul elő rendszeren erősen összegyűrt, zöldesbarna, elváltozó *biotit*, amely egy esetben egy augit oszlop fejét göngyöli be. Az *augit* is igen alárendelt szerepet játszik a kőzetben. A csíszolatba került néhány rövid szem közül egyik 200 μ vastag harántmetszete egy világos zöld színű *augit* oszlopnak, nagyon gyenge, β irányban sárgás zöld pleochroismussal. Apró magnetitponton kívül vereses üvegzárvány is van benne. Éppen ilyen ritkaság számba megy az $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{4}$ mm. átmérőjű szőlőmagalakú *quarc*, melyben szürke szemecsés alapanyag és világosabb, apró légbuborékokat tartalmazó üvegzárvány is van, mindkettő negatív kristályalakban. A *magnetit* szabadon is előfordul a kőzetben és némelykor *haematitosan* kezd elváltozni. A horzsaköves üveg töredékeken kívül ritkábban akad benne tömör, átkristályosodó, vagy egészen átkristályosodott fehér alapanyag morzsa is, amelyben kevés, apró magnetit szemecsé, földpátos halmazok, pici *pyroxen* és *amphibol* látható. Tehát feltűnően tiszta vulkáni termék ez a vékony amphibol-andesittufa réteg, melyet heves robbanások hozhattak létre, amennyiben nagyobb mélységre valló zöld amphibol és gránitos ásvány-csoportosulás együtt fordul elő benne felületi gyors lehűlésnél képződött üveges képződményekkel.

A K-i árkokból származó, megvizsgált amphibolandesittufa meg-egyezik a Hidpatak amphibolandesittufájával, azzal a különbséggel, hogy a horzsaköves üvegmorzsák helyett veresszínű, *delessites* mál-ladékokat találunk benne.

Látnivaló tehát, hogy ez a vékony amphibolandesittufa réteg hasonlít ahhoz, ami II. közleményemben a kolozsvári katonatemetőből részletesen leírtam. Stratigraphiai helyzete azonban ennek a györgy-falvi amphibolandesittufának más mint az előbbié, nevezetesen annál magasabb szinthez tartozik. E felett a Hidpatakban uralkodólag homo-kos rétegek következnek, amelyeknek egész 12 m. vastagságig emel-kedő sorozatát vékony márgás rétegek szakítják félbe. Ezek felett Györgyfalva községben, a ref. templom közelében levő árokban az a durva konglomerátos homokkő is meg van, amelyet Kolozsvár kör-nyékén a sarmata rétegek megfogható alsó határaként mutattam be.

Az amphibolandesittufa alatt közvetlenül olyan aprószemű, erősen összenyomott közönséges *dacittufa* van, amelyben igen sok a 100 μ körüli márgás zárvány és kevés a hasonló nagyságú régi ásvány-morzsza, amelyek mellett kevés zooglöa-féle¹ sárga gömbök is akadnak. Ezekkel kapcsolatban olyan homokos, agyagos meszes, kevés 60 μ hosszúság körüli üvegszálat, 25 μ -nyi üvegszemet tartalmazó, tehát tufás márga kőzet is fordul elő, amelyben 40 μ átmérőjű meszes héjú globigerina, továbbá 10–30 μ átmérőjű zooglöa-féle gömbös képződményeknek csoportja és 6 μ -nyi ferde negatív karakterű ágakkal sötétedő gömbös képződmény is van. A *calcit* csak kis szemeket alkot éppen úgy, mint a barna agyagos rész. Uralkodik a kőzetben sárgás vékony szálakként gyengén átkristályosodni kezdő agyagos képződmény, ami részben finom üvegpor bomlási terméke, melyben szürke, levegővel telt csomók is vannak. Ebben az agyagos képződményben kevés 100 μ -nyi *muskovit*-szál, 30 μ átmérőjű zúzott *quarc*, gyéren 50 μ -nyi *feldspát*-ikertöredék és elvétve zöld *augit* is van.

Hogy ez sekély vízben rakódott le, azt abból is következtethet-jük, hogy alatta 2,5 m.-nyi márgás, homokos réteg közbejöttével vékony széncsikós rétegek vannak.

Vékony dacittufás rétegek fordulnak elő XANTHUS bejárása sze-rint a szomszédos K-i árkokban is, az amphibolandesittufa felett vagy 15 m.-el. Nagyon érdekes dolog, hogy a sűrű meszes anyagba zárt üvegszilánkos tufa (5656. Ge.) előfordul Györgyfalvától É-ra 1 km.-re, a ref. templomtól jövő Bakópatak árkában az erdő szélén 470 m. körüli magasságban, ahol 10 cm. vastag rétegben a

¹ II. közleményem e füzetek III. kötet 2. sz. 201. l.

meszes kötő anyagú, közepesen 30 μ nagyságú üvegdarabkák a kőzetnek mindössze vagy $\frac{1}{10}$ részét teszik. Ebben a kőzetben is vannak apró, 25—60 átmérőjű, meszes héjú, fekete keresztrel sötétedő globigerinák.

Közvetlen alsó szomszédja ennek egy 25 cm.-nyi tufás, meszes réteg (d.), amely már jóval agyagosabb, úgy hogy márgának mondható. Ebben is vannak meszes héjú globigerinák, de főleg néhány μ -nyi, ferde keresztrel sötétedő, negatív karakterű gömbök, továbbá kevés *quarc*-, *földpát*-, *muskovit*-töredék és horzsakőszál.

Ezt a tufát egy 2 m. vastag homokos réteg választja el egy 80 cm. vastag tufarétegtől (5656_a c.), melyben rendkívül apró 3—4 μ -nyi üvegszilánkok vannak hasonló apróságú csillámok és egyéb ásványmaradék, valamint kevés új átkristályosodási termék mellett üveges alapanyagba beágyazva. Alatta vagy 70 cm.-nyi üveges dacittufa van (5656_a g.), amelyben az eredeti üvegszemek határát felismerni többé nem lehet. Az összetapadt üvegen kívül többnyire 0.04, de egész 0.1 mm.-ig emelkedő ásványok, nagyobbára *quarc*, kevés muskovit és chloritosodó *biotit* fordul elő benne. 0.04 mm. lehetett eredetileg a tufaszemek nagysága is.

A középső miocén legfelső rétegeinek lerakódásakor tehát a távoli dacitvulkánokon kívül alárendelt szerepű amphibolandesitvulkánok is működtek. A felső miocén- (sarmata-) rétegekbe való átmenet a sós tenger vizének fokozatos lassú kiédesülésével, helyenként tán kiemelkedéssel és szenes rétegek lerakódásával járhatott. Sekély vízben rakódtak le ezek az üledékek, ami mellett nem csak a szenes réteg, hanem a Györgyfalvától É-ra eső árkokban talált hullámbarázdás rétegek is bizonyítanak.

A Györgyfalvától É-ra eső árok finom üledékei mikroorganizmusának megismerése fog majd tisztább képet adni ezekről a viszonyokról, ami jövőnek a feladata.

VI. Az apahidai MÁV. állomás antiklinálisa.

A dezméri antiklinális K-i szomszédságában következő, az apahidai MÁV. állomáson áthúzódó redőnek É-i végét Apahida község majdnem 2 km. széles alluviális területéből a *Tarcsavölgy* betorkolásánál kiemelkedő *Királydombon* ismerhetjük meg legjobban. Ez a vagy 10 m.-nyi, 315 m. t. sz. feletti magasságúnak jelölt igénytelen domb vastag tufás rétegsorozatból áll, amelynek KÉK felé 45° alatt dőlő rétegei legalján ott találjuk a biotitos ásványtufát (1898.) erősen ellimonitosodva, minek alapján ebben az alsó (I.)

tufarétegre ismerünk. Erre finomabb, jobban rétegezett tufa következik több m. vastagságban, mit legfelül fehér és szürke sávós, hullámbarázdás tufa fed be (5548. a—c.). A pusztulásnak erősebben ellenálló tufaanyag az oka, hogy az egész dombként áll ki a Szamos széles árteréből.

Feljebb, a Királydombtól közvetlen É-ra, az ártér szegélyében emelkedő *Tarcsa* 394 m.-nek jelölt dombja felemagasságában 1911-ben kőbányával feltárták a rétegsort. Itt kb. 3.5 m. vastag tufát lehetett látni, amely felső részében réteges (5549.). Az előbbinél vagy 45 m.-rel magasabban eső ennek a tufavonulatnak Ny-i részén ÉÉNy-ra 30° alatt, K-i végén pedig 22 óra felé dől a réteg 24° alatt.

Ennek folytatásaként a Tarcsvölgynek a Szamosba szakadása felett emelkedő *Csikósdomb* végén látható tufás rétegsorozat (1899), amely 30—35° alatt NyÉNy-ra dőlve jól mutatja, hogy közte és a domb végétől $\frac{1}{3}$ km.-re ÉK-re eső Királydomb közt kezdődik az antiklinális tengely. Ennek az előbbi (II.) tufás rétegsorozata kevésbbé van felráncosodva, mint a Királydombon látható alsó (I.) tufásréteg. A Csikósdomb Ny-ra eső, 390 m. magasnak jelölt kiemelkedéséről lehúzódnó tufavonulat, amelyet már a dezmeéri antiklinálisnál bemutatam, ennek a II. tufavonulatnak a synklinalisban visszakanyarodó folytatása. A dombtetőn mindenütt diluviális kavics van itt, valamint tovább Szamosfalva felé is.

A Királydombnál kezdődő antiklinális innen DDK-re az apahidai Máv állomáson át halad, amelynek K-i végén az 1916 évi megnagyításával járó tekintélyes földmunkálatokkal a legalsó ásványtufa rétegeit is feltárták. A vagy 9 m. magas, dacittufa rétegekkel tarkázott falon, a hajlongó a legkülönbözőbb irányban és szöglet alatt dőlő, leszakadt tufarétegek településére vonatkozólag biztos adatokat nem szerezhethünk, azt azonban tisztán láthatjuk, hogy ennek a tekintélyes tufás rétegsornak legalsó tagja az ásványtufa (7167). A felette emelkedő domb oldalán 1911-ben Izrael NÁTHÁN kőbányájában 30° alatt K-re dőlve láttam a tufarétegeket, amelyek sorában a biotitos ásványtufát itt is megtaláltam (5631), úgy, hogy ezek kétségtelenül a Királydombnál talált alsó (I.) tufaréteg folytatásaként veendők. A Dezmetől jövő völgynek a Szamos árterébe nyílásánál, a baloldalon Ny-ra 25° alatt dőlő tufás réteg van, amelyik tehát már az antiklinális Ny-i szárnyához tartozik.

Tekintélyes tufavonulatokat találunk ennek a nyeregnek húzó-dása irányában a Strimba és tovább a Büdöstő tetőn át (térképen I). Budestuluj), pedig mindezek a dombok szántóföldek. Innen a Kopács (La Copaci) K-i oldalán a Sósútputak völgybe tart az antiklinális,

ahol sósforrás esik a tengelyébe. Ny-i szárnya a Sós-patak völgye baloldalán a *Pripó* aljában 40° alatt dél Ny-ra. Tovább D-re az Alexi forrásnál 7—8 m. vastag tufás rétegsort találunk a Ny-i szárnyon, a K-in pedig az *Alexitetőn* (426 m.) 21° alatt K-re dőlő tufasorozatot. Innen Kolozs-kara Ny-i végén emelkedő Continuitdombnak (482 m.) tart az antiklinális tengely, amelyen tekintélyes tufavonulatok jelölik húzódását. A vonulatnak legnagyobb részén azonban gazdag növényzettel borított fekete humusos szántóföld van, melyen a tufásrétegeknek csak egyes töredékei kerülnek a felületre, miből bajos megállapítani, melyik szinthez tartoznak. Sűrű ismétlődésükből arra kell következtetni, hogy itt az ásványos tufát is tartalmazó alsó rétegen kívül (105 Kiss), a felsőbb tufás rétegek is meg vannak.

Kolozs-karától D-re az *Arintetőn* (446 m.) áthúzódik az antiklinális, melyen 15 m. szélességben látható a tufa, 50° alatt KÉK-re dőlő rétegekkel. Innen le a *Bodrogvölgy*-felé lejtő oldalon sok helyütt a felületre kerül a tufás sorozat. Ennek KÉK-re dőlő rétegein lefelé haladó sorrendben a következő szögleteket mértem: 23° , 30° , 52° , 26° . Ettől K-re a *Funtina Metyinek* nevezett oldalon is több tekintélyes (vagy 5 m. vastag) tufás rétegsort találunk, amelyek mind hasonló módon KÉK-re dőlnek. A Metyi forrás mellett levő tufás sorozatban felül találjuk a durvább tufarészt, amelyet a tetőn alól találtunk, úgy hogy ezt a szomszéd K-i antiklinálishoz tartozó áttolt szárny résznek véve — fekvő redőre kell következtetnünk. Feltűnő vonása ennek az antiklinálisnak, hogy a déli vége felé, közeledve a Felek—bosi párkányhoz déli irányából gyengén kelet felé tér, megfelelőleg Ny-ra a Vért-völgy, K-re a kolozsi redőnek, melyeknek még azt a tulajdonságát is felveszi, hogy ferde redővé alakul.

Az Arincsopornak tufás vonulata átnyúlik a Bodrogvölgy túlsó oldalára, ahol a Bósvölgy beszakadásával bezárt szögleten a vasút építése idejéből nagy kibányászott terület jelöli annak helyét. E felett az Arintől D-re a Bodrogvölgyön túl következő Bodrogdomb (térképen 441 m. Podierei) nagy területén is végig húzódni látszik az Arin csücséről a Bologanán át lejtő fehér, elég tiszta aprószemű, némelykor sávos, de felületre jutó némely cserepeiben porcellánképűvé alakult tufa. A Bodrog É-i oldalán levő szakadások homokos kőzete (7279₃) elmeszesedett amphibolos ásványtufának bizonyult, tehát ezen át kell az antiklinálist vezetnünk. A tufának a legvégső nyomát a Bodrogtetőtől K-re a 392 m.-es domb Ny-i lejtőjén

ismerem, ahol felette a nyeregben és ehez közel az É-ra menő árok szegélyén feldagadó, rengő iszapos források vannak.

Ennél magasabb szintű, úgy látszik, csak a synklineálisban megmaradt, rendkívül aprószemű tufaelőfordulást ismerek az Arin-tetőtől Ny-ra a 409 m-es nyeregben az utak kereszteződésénél, valamint a Bodroghegy 441 és 451 m. magas kiemelkedése közti nyeregben, ahol Dr. SZENTPÉTERY legutóbbi közös kirándulásunkon nagyon sűrű meszes tufát talált.

Ezen a kiránduláson, amelyen egy pár régi mérést és megfigyelést óhajtottam ellenőrizni, sajnálattal tapasztaltam, hogy a háborús években nemcsak megakadt, betemetődött a régi kőfejtés a patai Pietrisen, hanem több jó feltárás nagyobb földesúszás következtében valósággal eltűnt a felületről.

Az apahidai MÁV. állomás vonulata tufájának mikroskopi képe.

Az apahidai Királydomb tufái közül többet megvizsgáltam mikroskoppal. Legbecsesebb ezek között egy limonittal veresesbarnára festett kőzet (1898), amelyen szabadszemmel még a tufa jelleget sem igen ismerhetjük meg, de a mikroszkop annál jobban mutatja, hogy minden lényeges vonásban megfelel az I. tufacsoport legalsó ásványtufájának. A kőzetnek kb. fele $\frac{1}{2}$ mm. nagyság körüli dácit-ásványból: *plagioklas*, *biotit*, *quarc*, *magnetit* áll, másik fele pedig horzsköves üveges morzsákból. Idegen ásvány, köztük gáz és kevés libellás folyadék zárványos *quarc* csak igen kevés mennyiségben van benne.

Anélkül, hogy a kőzet részletesebb leírásába becsátkoznám, megemlítem, hogy a rendszeren zónás, sok üvegzárványt tartalmazó *plagioklas* legnagyobb mérete kivételesen 1 mm.-t is elér. Gyéren ikerrovátkás *plagioklas*léces andesit-féle alapanyagmorzsa van benne, továbbá apró mikrogránitos eruptívus morzsa is.

A Királydomb feltárt rétegsorozatának legalsó tagja (5548 a.) egy kevésbé limonitos, réteges, összenyomott kőzet is feltűnően tiszta vulkáni anyagból áll, de ebben már csak vagy $\frac{1}{6}$ rész az ásvány és rétegenként idegen ásványok, ezek közt zúzott *quarc*, $\frac{1}{2}$ mm.-nyi kristályospala morzsa, *muskovit*, *biotit*, mészkő és $\frac{1}{4}$ mm.-nyi agyagos zárvány, pici gömbös képződménnyel is valamivel bővebben fordul elő benne. A dácitásványokon, vulkáni *quarcon*, *biotiton* kívül zónás szerkezetű gázporusos üvegzárványt tartalmazó, albit és periklin ikres *plagioklas* töredékek vannak benne, amelyek uralkodólag az *andesin-oligoklas* fajtához (Ab_2 An_1) tartoznak, de *andesin* és *oligoklas-andesin* is előfordul közöttük. Az üveges rész $\frac{1}{3}$ mm.-nyi szálal, kanyargó töredékek halmaza.

E felett apróbb szemű, sűrű szürke tufa következik (b.), vékony diagonális sávokkal. Mikroskoppal ebben a közepesen $100\ \mu$ szem-nagyságú közetben, amelynek vagy $\frac{1}{4}$ része ásvány, még több az idegen anyag, ezek között zöldes agyagos esomók, zúzott *quarc*, kaolinosodó *földpát* morzsák, *muskovit*.

Legfelül szalagos sűrű tufa következik (c), fehér és barnásszürke, 1–6 mm. vastag összeszövődő hullámos, esomós, sávos rétegekkel. Ennek csak a fehér rétege tisztább tufa, a barnásszürkében rendkívül sok az átkristályosodó agyag és egyéb idegen, a kristályospala-hegységből származó $100\ \mu$ körüli ásvány és idegen apró közetmorzsa, köztük $30\text{--}70\ \mu$ -nyi tufaszemekkel, amelyek tán a többi anyaggal együtt összemosottaknak látszanak. Mészke nincs e közetben.

A Tarsa oldal kőbányájának mikroskoppal megvizsgált legalsó tufájában veres, szürke, sárga rétegek 1–2 mm. vastagságban váltakoznak egymással (2 OROSZ). Rétegenként nagyon sok benne az apró kristályospala morzsa és ennek ásványai, de előfordulnak benne egyes nagyobb üvegzárványos, zónás szerkezetű vulkáni földpátok is, melyek között *labradorit* ($Ab_1 An_1$) határoztam meg. Akad benne elvértve földpátléces andesites alapanyagnak $140\ \mu$ nagy darabkája is. Egy másik innen származó tufás közetben (5549) rétegenként nagyon sok idegen ásvány fél mm.-től mindenféle apróbb nagyságban előfordul, egyébként egészbenvéve elég tiszta összemosott üveges anyagból áll.

Apahidától Ny-ra a Szamospartjáról olyan egyenetlenül ásványos, köztük nem vulkáni *quarcot*, *muskovit*ot is tartalmazó dacittufát (5549 b.) vizsgáltam meg, melyben $\frac{1}{3}$ mm.-nyi üvegszilánkok uralkodnak és ebben piei szerves eredésű képződmények is előfordulnak. A dacitásványok közül némelykor sok üvegzárványt tartalmazó plagioklas, zirkonszemet bezáró biotit van benne. A Királydombtól $\frac{3}{4}$ km.-re DNy-ra a gátnál levő fal tufájában, ahol a Szamos először ér a parthoz, uralkodik a $100\ \mu$ körüli összenyomott tufaszem, de 1 mm.-nyi horzsakő darab is látszik benne, elég sok idegen, $\frac{1}{3}$ mm.-nyi ásványszemmel. Ebben is van plagioklasléces, apró, barnaszínű, elvértve ásványt is tartalmazó alapanyag maradék, melynek nagysága $280\ \mu$.

Az apahidai MÁV. állomás K-i végén legújabbán feltárt biotit-dacit ásványtufának (7167) csak egyes legnagyobb vulkáni *quarc*szemei és elváltozott horzsaköves töredékei érik el az 1 mm. nagyságot, az uralkodó rész $\frac{1}{3}\text{--}\frac{1}{4}$ mm.-nyi. A közet felénél több az ásvány, ezek között a némelykor erősen zónás szerkezetű *plagioklas*-töredék: *andesin*, *labradorit* uralkodik. A *biotit* erősen össze van

gyűrve. Pici *amphibol* töredék is akad benne, *magnetitos*, *limonitos*an mállott kőnyezetben. Gyéren egyéb *eruptiv* kőzetmorzsák, *quarc* és földpát kryptokristályos halmaza, ferde sötétedésű földpátléces andesites alapanyagmorzsa, kivételesen *muskovit* és zúzott *quarc* is akad benne. Hasonlít tehát e kőzet a kolozsvári Sós-kút ásványtufájához, melynél kissé apróbb szemű, továbbá a Királydomb ásványtufájához.

Az apahidai MÁV. állomástól D-re emelkedő domb alsó (I.) csoportra jellemző tufájában (5631) már kézi nagyítóval elég egyenletesen elhintve *biotit*ot veszünk észre. Mikroszkop alatt lényeges vonásában megfelel e kőzet a *Királydomb* és a MÁV. állomás alsó ásványtufájának, de az ásványszemek benne nagyságukra nézve változatosabbak, uralkodólag $\frac{1}{3}$ mm.-nyiek, azonban egyes, főleg *quarc* kristályok 1 mm.-t is elérnek. A zónás *plagioklast*töredékek mellett apró kristályok is vannak. Az üveges összekötő anyag meglehetősen egyenletes és kezd elváltozni. Ebben is van vékony ikerrovátkos *plagioklast*léces, valamint egészen átkristályosodott, 1 mm.-nyi *eruptiv* alapanyagmorzsa is.

K.-Karától ÉNy-ra a *Funtina Alexitől* Ny-ra eső dombról származik egy finom sűrű, lisztszerű, márgás tufa (1895), amelynek csak egyes rétegeiben uralkodik a 10–70 μ -nyi üvegszemek és szálak halmaza; másutt hasonló nagyságú zöldes agyagos részecskék, 25–100 μ -nyi mészmorzsa van elég bőven a 40 μ -nyi *muskovit*, *quarc* töredék és üveg közt, amelyek társaságában néhány μ -nyi ferde ágú, negatív karakterű gömbös képződmény is akad.

Egy másik idevaló kőzetben *globigerina* töredékek csoportja is van. Összemosott finom üledéknek látszik ez az előbbiekekkel szemben, amelyik a felsőbb tufás rétegek anyagához hasonlít.

Hasonló tufás kőzetet vizsgáltam meg a *Büdöstő* Ny-i oldalán emelkedő domb Ny-i aljából (1892), amely réteges, hullámbarázdás, sávós tufás kőzetnek látszik szabad szemmel nézve. Mikroskoppal benne 250 μ hosszú üvegszálak ismerhetők fel a sok apró, 35 μ -nyi szem mellett, melyek mind kezdenek elváltozni. Helyenként nagyon felszaporodik a zöldes sárga, 150 μ -nyi agyagos csomó, valamint a régi *quarc*, *muskovit*, *biotit*foszlány és kristályospala morzsa. Tehát ez a finom homokos, lisztes üledék sem tiszta vulkáni, hanem összemosott tufa, melynek jellege a felső réteges csoportra vall.

A vonulat D-i részéből, Kolozskara községtől DNy-ra eső *Arin-tető* erősen ráncosodott rétegei közül vizsgáltam meg mikroskoppal egy apró szemű, szürke színű, helyenként fehér, kaolinos sávokkal tarkázott kőzetet (1547), amely felerészben *dacit*ásványokból, ural-

ködőlag zónás *plagioklas*-, *biotit*-, *quarc*-, kis mennyiségben *magnetit*- és barnászöld *amphibol*ból, a másik felerészében horzsaköves morzsákból áll. Ebben is csak a legnagyobb szemek érik el az 1 mm. nagyságot és előfordulnak benne 40–42° alatt sötétedő földpátiker léceket, apró elváltozott színes ásványt, *amphibol*t tartalmazó eruptív morzsák is. Eltérő vonása az előbbiekkal szemben, hogy apró mészkő darabkák is akadnak benne, amelyek részben egységes kristálynak megfelelő 200 μ -nyi calcitszemek, részben apró calcithalmazok, amelyek horzsakő maradékot is tartalmaznak. Elkaolinosodott részek is csak esomónként látszanak benne. E tufa felett olyan homokkő fordul elő (1547 b.), amelyben sok eruptív ásvány- és dacittöredék mállott darabja, de sok harmadszaki mészkőnek $\frac{1}{2}$ mm.-nyi darabja is előfordul *muskovit* és zúzott *quarc* mellett.

Erről a tetőről vizsgáltam meg egy réteges tufát (1548), amelyben a tisztább rétegeknek fele idegen, uralkodólag 100 μ -nyi homokszem, ezek közt legtöbb a régi *quarc*, kevesebb a csillám, de van mészkő darabka, továbbá ritkán *gránát*, valamint 40 μ -nyi *globigerina* is. A tufát alkotó üvegszemek 100 μ körüli nagyságúak, de előfordulnak szálas szerkezetű horzsakövek, amelyek pozitív karakterű sávokká kezdenek átkristályosodni. Ezeken kívül kevés *magnetitszem* és andesitféle alapanyag morzsa is akad benne.

A K.-Karától DNy-ra eső tetőről, a *Padura* D-i lejtőjéről megvizsgáltam egy rétegenként szürke, homokossá váló, egyébként elég tiszta tufás kőzetet (1909), melynek $\frac{1}{4}$ – $\frac{1}{6}$ része ásvány, ezek között egész $\frac{2}{3}$ mm. nagyságú, zónás szerkezetű *plagioklas* földpát szem is van. A kőzet többi része gyenge-kettőstörésű, téglalakú sárga képződménnyé átkristályosodó, helyenként levegővel telt üveg. Az üvegszemek 30–500 μ közt váltakoznak. Kristályospalából származó $\frac{1}{3}$ mm.-nyi töredék is bőven van benne, továbbá hasonló nagyságú átkristályosodó agyagos, csillámos morzsa. Ez is összemosott anyagnak látszik.

VII. Az Apahida—kolozskarai antiklinális.

Az apahidai MÁV. állomáson átmenő vonulat tengelyétől K-re 1 $\frac{1}{2}$ km. távolságban bontakozik ki a következő antiklinális vonulat, a községtől D-re emelkedő *Merecs* nevű dombon, amelynek Ny-i oldalán levő árkokban több tufa vonulatot találunk. Ezek közül egyesek kezdetleges kőfejtőkkel meg is voltak nyitva 1902-ben, amikor ezeket először láttam. A Kolozs felől jövő völgy alja felett vagy 30 m.-re találtam az első réteget, amelyen KDK-i 30°-os dőlést mértem. E felett vagy 30 m.-rel következő tufás réteg, amelyet vagy 2 m.

vastagságban lehetett látni, már csak 13° alatt dől (817). A Mercis 398 m. magasnak jelzett tetejétől DDK-re találtam a legvastagabb tufás réteg csoportot (818). Ennek a folytatásában az Apahida D-i végéből Moes felé vezető út mellett és tovább É-ra találni tufás rétegeket, valamint ennek és a többi tufás rétegeknek dél felé vezető csapása irányában is követhetjük a domb oldalán e tufás üledékek vonulatát.

Tovább K-re jó darabon megszűnnek az eddig elég sűrűn jelentkezett tufás rétegek és a meredek ép lejtő helyett szakadásos, földcsúszásos lejtőket találunk, jeléül annak, hogy a tufás vonulatok teszik ellenállóvá, a felvett dombalakot hosszabb ideig megtartóvá ezeket a márgás miocénüledékeket.

Még tovább K-re csak a kolozsi völgybe a sóskút táján torkoló völgy kezdő árkein túl találtam egy, vagy 2 km. hosszant ÉD-i csapásban követhető vastagabb tufás vonulatot a Mercis 298 m. magas csúcsától egy km.-nél nagyobb távolságban, ahol az 45° alatt, tovább D-re, a térképen Városlyuknak nevezett, 438 m.-nek jelzett tető ÉNy-i lejtőjén pedig 60° alatt dől K-re. Nevezetes, hogy az az ásványos tufarész, amely az előbbi vonulatban a rétegsor tetején volt, itt az alján van meg. Ez a körülmény is azt bizonyítja, hogy itt egy ferde antiklinálissal van dolgunk, amelynek szárnyai a kolozsi völgytől kezdődőleg távolodnak egymástól, mintha a mélyből feltódult belső nagyobb plasticus mag közet (konyhasó, gipsz) nyomta volna őket szét.

Ennek a vastagabb tufának északi folytatásaként kell tekinteni Apahida ÉK-i oldalán a Padurita kőbánya sorozatában nagy területen, vagy 150 m. hosszban feltárt ív alakú tufa vonulatot, amelynek a Szamosvölgy alluviális területére leereszkedő vége messze vidékre látható. Dr. KOCH ANTAL is leírja könyvében ezt a tufaelőfordulást¹ és igen részletesen foglalkozik a rétegsor alsó részében előforduló gömbös concretiókkal. A 6 m. vastag tufás rétegsor felett még 1–2 m. márgaréteg is van, amelyeken 1902-ben ÉÉK-i 20° , feljebb 10° , még feljebb a kőbánya tetején csaknem északi 12° , helyenként 17° -os dőlést mértem. Az aljtól vagy egynegyed km.-re azonban a zöldes laza rétegek már K-i 11° dőlést mutatnak, tehát a Mercis településéhez válnak hasonlóvá.

1906-ban OROSZ ENDRE úr figyelme révén ebből a kőbányából egy nagyobb, 126 cm. hosszú, átlag 20 cm. átmérővel bíró és több,

¹ Dr. KOCH ANTAL: Az Erdélyi Medonezo harmadkori képződményei. II. 62–64. lap. Budapest, 1900.

kisebb quarcos és chalcedonos kövült fa került gyűjteményünkbe, amelyet Dr. TUZSON *Pinus tarnocensis*-hez közel álló fajnak határozott meg. Ez az érdekes szerves maradvány vagy 100 m. távolságban a kőbánya É-i aljától, a felülettől 3·5 m. mélyen feküdt a tufás rétegek között, amelyek itt 21° alatt dőlnek 23 óra felé. A concretiók a bányasorozat magasabb vonulatában, a kövült fa alatt 1·70 m. szinten fordulnak elő.

KOCH ANTAL, könyvében ÉNy-i 15°-os dölést ír és ezt a tufát a bányától Ny-ra majdnem 1 km.-re eső Szamos híd lábánál levő tufával hozza egyenes csapás útján kapcsolatba. Az előadottak szerint a hídnál ennek a redőnek legfelebbe gyengén visszahajló ellenkező szárnya szolgálhat a híd oszlopai talpául. Úgy látszik, a majdnem É—D-i antiklinális vonulatra keresztben álló, abba a peremi szerkezetbe megy át északfelé fokozatosan a település, amelyet az előbbi két redőnél is tapasztaltunk.

Az Apahida—kolozskarai antiklinálisba esik a kolozskarai völgy alsó részén levő sósút, amely mellett a kolozsi út közelében gyenge gázelszállást is lehetett észlelni. Ezzel szemben a vasút Ny-i oldalán a Büdöstő völgye betorkolása bal szögletében régi fortyogóféle iszapos területen nagyon sok tufacserép található. Egykori hevesebb, a sorostélyihoz hasonló gázkitörésekre lehet ezekből következtetni. A Büdöstő völgy túlsó oldalán K.-Kara felé emelkedő Királyhegyen találjuk a Merecis tufás vonulatának D-i folytatását, melynek Ny-i oldalán 1902-ben 10 m. szélességben láttam márgás tufát, NyÉNy-ra dőlve. Fennebb a nyakon ugyanezen az oldalon pedig 3 m. vastag tufa réteg (1905) volt látható, amely 25° alatt Ny-ra dőlt. Tovább a k.-karai kinestári telep felett találtam Ny-ra dőlő homokos tufát. A Ny-i oldalon feltárt vékony sűrű, $\frac{2}{3}$ m. vastag tufa azonban már KÉK-re 25° alatt, ennek közelében a 431 m. magasnak jelzett tetőtől DNy-ra a falu szélén feltárt márga pedig Ny-ra dőlt. Tehát legalább is 3 tufás réteg húzódik a Királyhegy oldalán. Tekintettel arra, hogy a Királyhegy szántóföldül használt egész vonulatának K-i részén is találunk itt-ott, helyenként kitűnő forrásvízzel kapcsolatban tufás rétegeket, amelyek folytatásai a község K-i részén K-re dőlnek, a 431 m. magasnak jelzett dombon át megy az antiklinálistengely. Ez tovább D-re bajosabban követhető, mert fokozatosan összenyomja az apahidai MÁV. állomáson átmenő antiklinálisnak K.-Karán túl a szegély közelsége folytán erősen K-re kanyarodó vége.

Nem ismerem helyet, ahol sűrűbben következnének egymásra a tufarétegek, mint magában Kolozskara községben és a falu környékén, tehát ott, ahol a két redő mindinkább egymáshoz szorúl.

Sajnos, a rétegek települését nem sok helyütt lehet látni és a látottak alapján több utólagos elmozdulást is kell feltételeznünk, minek következtében az egymás közelébe került redők tartozékait is nehéz külön választani. Ezekre vonatkozó méréseim közül álljanak itt 1911. évi jegyzőkönyvemből a következők: A falu K-i végén a híd feletti árokban (Fontinyica) K-i 42° -os, de NyÉNy-i dőlést is láttam (5552). Tovább Ny-ra a templom alatt vannak gyengén K-re dőlő tufa rétegek. Ettől 50 m.-re az út mellett ismét tufa látszik Ny-i dőléssel, de tovább 70 m.-re ismét K-re dől egy vékonyabb tufa réteg. A mezőn a Szoponyiczán is erősebben kimozdúlva van a tufa.

A Ny-i szárny tufás vonulatait a falu Ny-i részén, de főleg a Malmos völgy bal oldalán levő árkos terület környékén látni jól, ahol a kinestári kőbányában ÉK-re 42° alatt dől az $1\frac{1}{2}$ m. vastag tufaréteg, amelynek alján látszik a márgás réteg (5555, tehát fekvő redő). E felett $\frac{1}{3}$ km.-re ismét hasonló tufa van, amely ÉK-re dől. A kinestári bányától É-ra a nagy árok felett ÉK-re 25° alatt dől a tufa, tovább ÉK-re 50 m.-re szintén ilyen irányban 32° alatt. De ezek felett már enyhén lejtő rétegek következnek.

A széles *Malmosvölgyön* túl felhúzódik ez a tekintélyes tufás rétegsor a 428 m. magas *Botoshegyre* (térképen N.-Uczului), amelyen két széles tufavonulatot találtam. Az egyik a hegy Ny-i felső részén vonul, ahol a *Husumál* régi kőbányájában 23° alatt KÉK-re dőlnek rétegei (5553). Irányában a domb ÉNy-i alján a malom közelében homokkőnek látszó aprószemű ásványos tufa (5554) fordul elő, melynek igazi mivoltát csak mikroszkop alatt fogjuk megismerni. A másik tufavonulat a hegy közepére húzódik fel a *Malmostó* völgye feletti nagy szakadástól. Ettől É-ra a tufavonulat közelében a malom alatt $\frac{1}{2}$ km. távolságban van a kolozsboi sós-kút, mellette a csapás irányában sósforrásokkal és vastag konyhasó kivirágzással. Ettől DK-re $1\frac{1}{3}$ km.-re esik a Botos K-i aljában a vasút nagy kanyarulatában a k.-karai sós-kút, igen tekintélyes sósterülettől környezve. A Botos tufás vonulatának K-i folytatásaként a szomszédos *Cziglatetön* is sok tufa fordul elő. De a sós-kút és az alagút között a vasút bevágásában is találtam 1 m. vastag tufaréteget (5552 b.), amelyik 48° alatt dől KÉK-re.

Az Apahida—kolozskarai antiklinális tufarétegei részletesebb vizsgálatának eredménye.

A legfeltűnőbb vonása eme vonulat tufás rétegeinek az, hogy a belőle gyűjtött és megvizsgált sok tufapéldány közt egyetlen olyan sines, amely biztosan az alsó (I.) daeit ásványtufa rétegével volna azonosítható. Ellenben az antiklinális D-i végén az imént említett

sósterületek közelében több olyan, rendszeren csak mikroszkop alatt felismerhető amphibolandesittufa fordul elő, melyhez hasonló üledékek a szomszédos kolozsi antiklinális mélyebb részében találtattak. Ismerjük meg tehát legelőször ezeket, mint a mikroszkopi vizsgálat legérdekesebb eredményét.

A Kolozskarától D-re eső völgyben a *Botos* aljában levő malom közeléből származó egyik réteges, merev töréseket mutató, szürke színű sűrű homokkőféle kőzet (5554) mikroszkop alatt meszes kötőanyagú *amphibolandesit ásványtufának* bizonyul, amelyben csak nagyon kevés nem vulkáni ásvány van a későbbi származású uralkodó meszes kötőanyagon kívül. Üveg-, némelykor folyadékzárványos, isomorphizálás, nagyon bázisos *plagioklast*öredékek vannak benne nagy számmal, amelyek nagysága, mint általában a többi ásványé $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{4}$ mm. körül van. Sok benne a zöldesbarna *amphibol*, továbbá a *magnetit*, ami főleg egyes vékony rétegekben van nagyobb számmal meggyűlve. Kevés *quarceszem* is akad és ritkaságként *apatit*. Nagyon kevés benne az összegyűrt apró *muskovit*, zúzott *quarc* és majdnem $\frac{1}{2}$ mm.-nyi mészkő darabka.

Hasonló, a dacitnál bázisosabb, andesites tufás üledéket ettől az előfordulástól ÉK-re 3 km. távolságban Kolozson, valamint Ny-ra nagyobb távolságban a kolozsvári katonatemetőben alsóbb rétegek között ismertünk meg. Tekintve azt, hogy ebben a kőzetben az *amphibol* és *magnetit* rétegenkénti nagyobb szerepe utólagos hullámverésre, a kötőanyag pedig még későbbi elmeszesedésre vall, ezt az andesites üledéket nem azonosíthatom egészen az I. és II. közleményemben az említett vidékről leírt eredeti (primär) tufás üledékekkel, sem pedig a györgyfalvi határból fennebb leírt *amphibolandesittufákkal*. Ennek a bázisosabb tufának az alább következő kőzetekben is nyilvánuló nagyobb szerepe arra vall, hogy a mélyebb tufás üledékekkel, tehát a ferde redő belső részével van ezekben dolgunk.

A Botosról megvizsgáltam olyan *durvább homokkövet is* (5553), amelyben mikroskoppal már sok régi zúzott *quarcot* lehet felismerni a vulkáni *quarc* mellett. Van benne továbbá zöldesbarna *amphibol*, sok földpát, *magnetit*, mészkő darabka, kevés 200 μ -nyi zirkon, dacit-kőzetmorzsa és ami a legérdekesebb, $\frac{1}{3}$ —1 mm. átmérőjű mészborsó (oid) szemecske. Sok esetben *plagioklas*, *magnetit* vagy egyéb apróbb kőzetmorzsa körül rakódott le a mészcarbonat, oolithos homokot hozva létre. Nagyon valószínű, hogy hasonló sekély vizű tengerparti, sivatagi klíma hatására képződött oolithos üledékkel van itt dolgunk, aminőt WALTHER J. Szuez mellett a Verostenger

partján felfedezett, amit ANDRÉE K. is legújabbán bizonyos fenn-tartással a strand *halmyrogen* (kősóféle) tengeri lerakódásai között sorol fel¹. E mellett bizonyít a kősó közelsége is.

A karai első alagút bevágásából származó dacittufa (5552 b.) elég tiszta vulkáni anyagból állt eredetileg, nevezetesen málló, helyenként átkristályosodó üvegmorzsából, amelyben utólagosan *cal-citos* foltok támadtak és helyenként el is *limonitosodott*. Egyes rétegekben majdnem fele a kőzetnek $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{6}$ mm. átmérőjű *plagioklas*, *quarc*, *amphibol*, *magnetit*ből áll, mi közt csak igen kevés a régibb, nem vulkáni ásvány, nevezetesen, apró zúzott *quarc* és kristályospala morzsa. Apró meszes esomók ezek közt is megjelennek gyéren. Előfordul továbbá benne egészen átkristályosodott, 130 μ -nyi andesit alapanyag morzsa, egyesek földpát lécekkel, limonitos pontokkal.

Megvizsgáltam még a Botos Ny-i oldalából származó réteges, likaesos tufát (5553), amelyben kézinagyítóval egyenletesen elosztott apró *biotit* lemezeket lehet felismerni. Mikroskoppal nézve azt a meglepő vonást vesszük észre, hogy ebben a fehér, majdnem tiszta tufanyagnak mutakozó kőzetben rétegenként rendkívül sok apró, 100 μ -nyi földpát, *quarc*, *biotit*, kevés zöldes barna *amphibol*, *magnetit*, kristályospala morzsa van, úgy hogy helyenként ezek válnak uralkodóvá. Ezeken kívül kevés $\frac{1}{3}$, sőt 1 mm. nagyságot is elérő nagyobb ilyen ásványok is vannak benne, köztük kevés, 100 μ körüli szemnagyságú mészkő darabka is akad, amelyek közül egyesek likaesossá váltak, mintha utólag feloldódtak volna. Nehány nagyobb quareban és földpátban üveg zárvány is látható.

Az üveges tufarész nagyobb, 300 μ körüli horzsakődarabkákból, de főleg apró, 70 μ körüli üveg szemecskék halmazából áll, amelyek közt kevés agyagot is lehet látni. A kőzet egy másik rétegéből készült esíszolatban már 1 mm. körüli nagyságú, összekuszált helyzetű horzsakő darabokat találunk, amelyek el válnak mállva, kezdenek helyenként hosszukban pozitív karakterű kaolinos rostokká átkristályosodni, de helyenként elmeszesedő foltok is megjelennek benne. Rétegenként ebben is felszaporodik az uralkodólag 500—200 μ nagyságú, főleg kristályospalából, ezek között kevés *muskovit*ből álló homokos képződmény. Átkristályosodó *rhyolith* darabka is akad benne.

A k.-karai gőzmalomtól Ny-ra eső dombról származó (5555) dacittufa réteges kőzet, egyik fele aprószemű, horzsaköves rész-

¹ K. ANDRÉE. Über Sedimentbildung am Mooresboden. Geol. Rundschau, VII. B. 279. I.

500 μ hosszúságot. A horzsaköszálak közti területet 30–40 μ -nyi agyagos esomók töltik ki, amelyek helyenként a kőzet harmadrészét alkotják. De ezeken kívül k. b. $\frac{1}{6}$ részben 50–150 μ -nyi idegen ásványszemek vesznek részt alkotásában, nevezetesen: földpát, *quarc*, *muskovit*, *biotit*, kristályospala morzsa. Egy 110 μ -nyi átnérőjű *turmalin* töredéket is találtam benne, amelynek (0001) metszetben kékes belső magját barnás burok veszi körül. Ezek az ásványok nem rétegesen és nem is egészen egyenletesen elhintve fordulnak elő a kőzetben.

A vonulat É-i részéből a Ny-i szárnyról Apahidától D-re a Mercisiről vizsgáltam meg két sűrű tufát. Az egyik (817) szabad szemmel nézve kékesszürke színű, egyenletes kőzetnek látszik. Mikroskoppal tömör üveganyag az uralkodó benne, amelyek közt egyes 750 μ -nyi horzsaköszálak is akadnak, elagyagosodott csöves résszel. De van benne sok agyag is, piciny ásványokkal, főleg *csillám* szálcákkal. A kőzetnek k. b. $\frac{1}{6}$ részét azonban 150 μ -nyi idegen ásványszemek alkotják: bomló *plagioklas*, *muskovit*, *biotit*, *quarc*, de *amphibol* is. A másik kőzetben (817_a) uralkodik a 750 μ -nyi horzsaköszálak, amelyek kúszált halmazt alkotnak, köztük sok, 100 μ -nyi üvegszemmel és agyagos esomókkal. Az apró 100 μ -nyi régi *quarc*, földpát, *muskovit* kristályospala morzsa, *chloritos* *biotiton* kívül kevés veres *haematitlemez* van, de itt-ott egyes nagyobb ilyen ásványok is.

Ennek a vonulatnak É-i folytatásából való a következő megvizsgált tejfehér, gyenge merev rétegzetiséget eláruló tufa (818). Mikroskoppal azt látni, hogy apró, többnyire 20 μ -nyi üvegszemek halmazza lényegileg e kőzet, melyek közt egyes nagyobb, legfeljebb 250 μ -nyi horzsaköszálak is vannak. De feltűnő, hogy ezek közt az üveges képződmények közt sokkal több az agyagos rész, mint amennyit a kőzet fehér színénél fogva gondolnánk, amennyiben az a legtisztább részben is vagy $\frac{1}{3}$ térfogatot tesz ki. Ezekben 2–3 μ -nyi mészszemcsék fordulnak elő, tehát tulajdonképp márga a vulkáni üveg közé keveredett anyag. De van e kőzetben olyan rész, melyben egész $\frac{1}{3}$ mm.-nyi zöldesbarna, átkristályosodott agyagos csillámos esomók és földpátszemek fordulnak elő. Vannak benne továbbá vagy $\frac{1}{3}$ mm. vastag homokossávok, 100 μ körüli, kristályospalából származó kőzet- és ásványmorzskáktól alkotva, köztük a közönséges ásványokon kívül apró, közepesen 40 μ -nyi zirkon-, gránát-, turmalinnal. Ebben a tufában is akad 200 μ -nyi, plagioklasléces andesitmorzsa.

Ennek a vonulatnak K-i szárnyából megvizsgáltam egy sűrű réteges tufát (820), melynek rétegeit az okozza, hogy átkristályosodott

agyagos foszlányok, másrészt pedig 50 μ körüli kristályospala kőzet- és ásványmorzsa felszaporodnak a kb. 100 μ -nyi összetapadt üveg-
szemek között. A homokszemek társaságában a rendes *quarc*, *földpát*, *muskovit*, *biotit*on kívül *elchloritosodó* színes ásványok is akadnak. 200 μ -nyi ásvány csak elvétve fordul elő. Ennek a tufának tehát nem vulkáni anyag a lényeges alkotórésze.

A vonulat Ny-i szárnyából még tovább É-ről megvizsgáltam egy sűrű fehér tufát (800), amely mikroszkop alatt szintén homokos rétegektől tarkázott márgás tufának bizonyul, 100 μ -nyi legnagyobb ásványszemmel. Apró üveges részei kezdenek átkristályosodni. Víz-tiszta, negatív karakterű sphaerolith is van benne. Minden valószínűség szerint a II-ik tufás vonulathoz kell számítani ezeket a rétegeket.

Az *Apahida* ÉK-i végén lévő *Padurița* kőbánya tufái közül többet vizsgáltam meg. Ezek között a kőbánya alsó részéből származó szemcsés, kissé likacsos kőzet részben kékes, részben vereses színű, vagy pedig, hullámbarázdás sávokkal egymástól elválasztva, mindkét színű tufa szövődik össze egy közép példányban. A legalsó legdurvább kőzetben (18 Orosz) közép mérték szerint 200 μ -nyi, uralkodólag nem dacitból származó ásványokat: *földpátot*, ezek közt *orthoklast* is, *biotitot*, *muskovitot*, *quarcot*, melyek közül egyesek telve vannak gáz-zárványos vonulatokkal, kristályospala darabkákat találunk nem rétegesen, de nem is egyenletesen elosztva, úgy hogy a kőzetnek kb. $\frac{1}{6}$ részét ezek teszik ki. A kőzet uralkodó anyaga elváltozott horzsakő és üveg halmaza, amelyek közt kevés agyagos tisztátlan-ság is előfordul. A kőzet veres színét úgy ebben, mint egy másik hasonló, de apróbb szeműben (17), *limonitos* bomlási termékek adják. Kivételesen $\frac{1}{2}$ mm.-nyi horzsakő darab is akad benne.

Hozzá hasonlít egy harmadik (1904), a kőbánya aljából származó kőzet, amelyet azonban rétege ssé tesz ezeknek az ásványszemeknek egyenlőtlen elosztása, nevezetesen az, hogy $\frac{1}{10}$ mm.-nyi és kisebb régi ásványok, főleg kristályospala morzsa, egyes vékony rétegekben gyűlnek meg. Ezek közt az előbb említetteken kívül zöldes barna *amphibol*, másrészt üveg-zárványos *földpát*, továbbá apró kaolinosan elváltozott foltoeska is akad. Egy negyedik dacittufa (1904 a.) pozitív karakterű pelyhes szálakká átkristályosodni kezdő apró üveg-szemekből áll, amelyek közt csak elvétve akad $\frac{1}{2}$ mm.-nyi horzsakő darabka. Az előbbiekkal szemben a lényeges különbség, hogy 40 μ -nyi agyagos csomó csak igen kevés van benne. Apró, 40–50 μ -nyi kristályospala, főleg *quarc* stb. morzsák kb. $\frac{1}{6}$ részét teszik a kőzetnek, de akad köztük nagyobb, 150 μ -nyi is. A

másik ilyen számú kőzetben kissé több az idegen ásvány: 45 μ -nyi *quarc*, *biotit*, *muskovit*, de a főkülönbség az, hogy mészkő szemecske 20—150 μ nagyságban, egyesek vassal festve, továbbá kamarás mészhéjtöredék fordul elő benne, agyagos márgás szemecskékkal, amelyek közt 6 μ -nyi gömböcskék is vannak, ferde ágú negatív karakterű sugarakkal. *Magnetites* és *biotites* utólagos kiválások a rétegzettségire merőleges irányban is látszanak.

A Dr. KOCH A.-tól is tárgyalt *concretiók* anyaga az előbbiekhöz hasonló, apró szemű különböző színű tufa, amely első sorban nagyobb tömörségével és súlyával különbözik a többi tufától. A mikroskoppal megvizsgált (392, 1904 b.) *concretiókban* 260—500 μ hosszú, tiszta fehér ép üveget és részben elagyagosodott horzsakőtöredéket találtam, amelyek a kőzetnek $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{3}$ részét alkotják. Kivételesen akadnak egyes horzsakő darabkák, amelyek 1 m.-nél is hosszabbak. Az üveges töredékek közt előforduló ásvány szemek száma nem nagy, egyikben csak $\frac{1}{10}$ térfogat rész esik rájuk. Nagyságuk 300 μ és kisebb. Ezek közt legtöbb a *földpát*, amelyek közt *labradoritot* és *labrador-bytownitot* határoztam meg, némelyikben *biotit*, továbbá több *apatit* zárvánnyal. Ezeket kívül vannak nem nagy számmal *muskovit*-lemezek, kristályospala darabkák, folyadék zárványos, libellás *quarcok*. Régi, 120 μ hosszú *diopsid*, *amphibol* elvértve ebben is előfordul. Az egész kőzet összekötő anyaga az utólagosan belekerült, többnyire 50—60 μ szemekből álló *calcit*, amely majdnem összefüggő hálózatot hoz létre.

Az apahidai kőbányában jól feltárt tufa vonulat tehát a második tufa csoportba tartozik, amely D-i vonulatában követett K-i csapásából lassanként átkanyarodik itt a taresai kőbánya ÉNy-i csapásába. Tehát vele végződik ez az antiklinális vonulat.

Dr. PÁVAI VAJNA FERENC erre a területre vonatkozólag a fennebb említett jelentésben a következőket írja: „Az eddigi kutatások alapján területemen a legbonyolódottabbaknak látszanak a tektonikai viszonyok a Kolozsvár, Apahida, Kolozs és Ajton közötti területen. Apahida és Kolozs között az eddig említett redőkön, (t. i. a dezmeri „kettős redőn”) kívül még hármat találunk. Ezek közül az Apahidától Ny-ra a Szamos völgyben kezdődő, még a dezmeri dombhoz (dóm?) tartozónak látszik s az állomás irányában halad D-re és a Patától D-felé levő redőcsoport lezáródásával ennek a tengelye is aláhajlik, amikor azután mind a négy tordai redőnek meg lesz a folytatása, mint redőcsoportnak az Ajton—bozsi tengelyhajlás után is. (2. kép.)“

Az előadottakból kitűnik, hogy az én tapasztalataim nem iga-

letek kihullásából származó 1—3 mm.-nyi likacsokkal; a másik része kissé nagyobb szemű és limonittal van megfestve. Mikroskop alatt a sűrű rész uralkodólag 40 μ -nyi üveg szemek halmazának bizonyul, amelyek körül vékonyabb, vastagabb agyagos, csillámos burok van, ami helyenként annyira szaporodik, hogy mennyisége egyenlővé válik az üveg anyaggal. Ezek közt csak kevés 20 μ -nyi és kisebb *quarc* és egyéb régi származású ásványos anyag van. A durvább részben 200 μ -nyi és nagyobb üveg töredékek, ezek közt kevés, 200 μ -nyi — főleg *quarc*-, *biotit*-, *földpátból* álló-ásványszem van, régi vízjárás jeleként közvetlen vízrekesztő réteg felett vékony *limonit* kiválással. Ez tehát többé nem mutat az alsó tufacsoportra jellemző tulajdonságokat.

Kolozskara község K-i végéről, a Fontiniezáról származó (5552) sűrű, vékony réteges tufa is homokos tufának bizonyul mikroskop alatt, amelyben 130 μ -nyi fehér üveg szálak vannak apróbb sárgás agyagos üveg szemek közé ágyazva, amelyek közt azonban még nagyobb, barnás színű horzsakövek merev csöves darabjai is előfordulnak. A közet $\frac{1}{6}$ részét, rétegenként azonban ennél jóval többet, főleg apró *quarc*- és muskovitből álló idegen ásvány alkotja, amelyek közül a *muskovit* szálak 200 μ -nyi hosszúságot érnek el, az apróbb ásványok pedig 60 μ -nyiak. Tehát ez a réteg is a felső tufa csoportjához látszik tartozni.

Az előbbinél nagyobb szemű, réteges fehér dacittufát gyűjtöttem Kolozskarától É-ra a vasúti állomás felett (1906). Mikroskop alatt ez rétegenként homokosnak, helyenként azonban agyagosnak bizonyul, amennyiben 140 μ körüli apró fehér üveg-szálak vannak beágyazva ennél több agyagos, barnás szürke üledékbe, amelyek 250 μ -nyi csomót is alkotnak. A homokos rész ásványai közt is vannak 200 μ -nyi, tehát nagyobb, zónás szerkezetű *plagioklasok*, üveg- és sok levegőzárvánnyal, továbbá *quarc* és *biotit*, de van sok apróbb, főleg kristályospala ásvány, ezek között *muskovit* és kevés 100 μ -nyi hosszú *turmalin* oszlop is.

A Királydomb K-i oldalából az ekétől kidobott szürke, réteges tufa (5556) az előbbieknél lazábbnak, likacsosabbnak látszik. 150 μ -nyi fehér, horzsaköves, ép üveg-szálak vannak benne agyagos részek közé ágyazva. Csak rétegenként fordul elő benne kristályos palából származó 200, de kivételesen 750 μ -nyi *földpát*, *quarc*, *biotit*, amelyek egyes csomókban sűrűn vannak meggyűlve.

Kolozskarától É-ra a (Redevaj) Rédeyvölgy K-i oldaláról származó sűrű szürke tufa (1907) mikroskoppal iránytalan szerkezetűnek bizonyul, amelyben csak a leghosszabb horzsakőszálak érik el az

zolja az előbbieken leírt antiklinálisoknak D-felé folytatódását és a tordaiakkal való kapcsolódását éppen úgy, ahogy a „dezméri kettős redő“ létét és a 2. kép szelvényének azon adatát sem, mely szerint Dezmér és Kolozs-kara határában hiányoznak a kolozsi és kolozs-vári („f. mediterr. em.“) felső rétegei és csak az ottani mélyebb rétegek kerülnének a felületre.

VIII. Az Apahida—kolozskarai vasúti állomás antiklinálisa.

Láttuk, hogy az inént tárgyalt Apahida—kolozskarai antiklinális É-i részében Apahidánál nagyon élszélesedik, déli részében Kolozs-kara környékén pedig a Ny-i szomszédjához szorulva, erősen összenyomva, szétszakadozva van és eredeti D-i csapásából K-re kanyarodva vész el a táblás szerkezetű sarmata szegély közelében a Vértölgy antiklinálisának irányában. Ehhez a vonulathoz kelet felé, vagy 2 km. távolságban — a térképen 474 m.-es Zapogya (Pusztaszilvás) D-i aljából kiindulva — egy másik antiklinális csatlakozik, amelyik egyenesen D-felé, a kolozskarai vasúti állomásnak tart és É-i részében a szomszédos kiszélesedésnek megfelelőleg nagyon össze van nyomva. Déli szakaszában a széles kolozsi völgyben nem lehet jól követni, az azonban biztosan megállapítható, hogy vagy 6 km.-nyi vonulat után nyugati szomszédjának K-i kanyarodásánál vége szakad, nines hely számára a két erősebb, ferde redővé szorult szomszédja között. Keleti szomszédjától elválasztó, szintén összenyomott synklinális, a táborkari 25.000-es térképen hurubáknak nevezett házesoportnál, a kolozsi völgynek 318 m.-el jelölt helyén megy át.

A Kolozs—kolozskarai állomás antiklinálisának tufás rétegeit a Zapogya (Bucs) tetőn és ennek D-i folytatásában lehet jól látni. A Nagyverőfényesen, a Pusztaszilváskút feletti árokban a Ny-i szárny rétegei talán lecsúszás által KNy-i irányba jutottak, azonban ez nem zavarja az általános képet. Legszelbben és leghosszabban összefüggő tufás vonulatokat tovább D-re találunk a *Zútoron*, melynek 455 m. magas tetejétől K-re és Ny-ra követhető 1 km.-nél hosszabb vonalon a Ny-i szárny egy-egy tufás vonulata. Ezek majdnem É—D-i csapást és az alsó réteg (806, 823) igen meredek (75°-os), D-i végén, amely 1899-ben kőfejtővel is fel volt tárva, meredek 45°-os Ny-i dőlést árul el. A Ny-i szárny alsó tufás vonulatában a nagyobb ásványos szemeket tartalmazó tufaréteg alól foglal helyet. Ettől vagy 175 lépésre Ny-ra húzódik a felső tufás vonulat, amelyet már 1899-ben É-i irányban a Pusztaszilvás felé hosszan kinyomoztam.

Még hosszabban követhetjük a tufás rétegeket az antiklinális K-i szárnyán, hol a Nagyverőfényestől D-re eső szántóföldön és

tovább a *Zem* (460 m.) vonulatán le a *Surján*-felé, azután a *Szennyes* oldalán *Kolozs*-felé vagy 5 km. hosszú vonalon kisebb-nagyobb megszakitással láthatjuk két, sőt több helyütt három tufás rétegsorban. Ennek *Kolozs* közelében eső D-i részével már I. közleményemben foglalkoztam, azért itt csak az É-i részről említem meg, hogy az antiklinális tengelyhez legközelebb eső alsó tufarétegsor a *Zem* Ny-i oldalán vagy 20 m. szélességben kiemelkedő szegélyt alkot (804, 805) és innen É-ra a *Pasztaszilvás*-felé még vagy egy $\frac{1}{2}$ km.-nyi vonalon követhető (807). A *Zemtől* D-felé haránt völgyekkel megszagatva húzódik tovább. Itt a *Surján*-on 1899-ben egy kőfejtőben vagy 10 m. vastagságban volt látható, 30° alatt K-re dőlve és éles határral végződő alsó durvább, ásványos részével alól, tehát a Ny-i oldalán (802). Ennek a vonulatnak folytatása a kolozskarai állomástól K-re nyíló völgy jobb oldalán a szántóföldek aljában is felületre kerül vagy 10 m. széles márgás, homokos, tufás sorozatban (6466). Tovább D-re a *Szennyes* Ny-i oldalán követhetjük vagy 1 km. hosszú összefüggő vonulatban, ahol vagy 8 m. vastag rétegsort alkot, KÉK-re 30° alatt dőlve, homokos, biotitos részével alól. (653) Ettől K-re $\frac{1}{4}$ km.-re a tetőn pedig a második vonulat húzódik.

A *Zem*nek hosszan elnyúló tetejét az alsó tufavonulattól K-re vagy 200 lépésre egy *másik* tufavonulat, ettől további 200 lépésre pedig egy harmadik vonulat szeli keresztül. Ez a felső tufaréteg 1907-ben SZABÓ LAJOS tanyája felett kezdetleges kőfejtőben volt feltárva a homokos, opálos, úgynevezett duplakő (3703) 2 m. vastag réteget alkotott benne, KKÉK-re 46° -al dőlve a rétegsor alján. Növénylenyomatok is előfordulnak ebben a felső finomabb tufában. Az egész területen kitűnően érvényesül a tufának ellenálló, fentartó ereje, a márgás közbenső rétegek mellett.

Tehát a *Kolozs*–*kolozskarai* állomás antiklinálisa K-i szárnyának részei a tufás rétegek segélyével majdnem összefüggő vonulatban követhetők *Kolozsra*, ahol a várost Ny-ról övezik. Ebben a szerepében a K-i szárnyat a kolozsi synklinális Ny-i szárnyaként már I. közleményemben leírtam. Sajnos, az antiklinális Ny-i szárnyának D-i folytatását a kolozsi széles völgy lejtőjén nem lehet ilyen pontosan kinyomozni. Itt a *hurubák*nak nevezett házecsoport felett van tufaelőfordulás, amely kétségt kívül a *Zutor* tetőn megismert vonulatnak folytatása, de tovább D-re a *Csukástó* Ny-i lejtőjén vastag agyagos, humusos réteg takarja a tufavonulatot. Még tovább D-re a K.-Kara K-i oldalán emelkedő dombon se ismerék biztosan ide sorozható tufaréteget.



A Pusztaszilvás—kolozskari állomás antiklinális tufás rétegeinek közelebbi vonásai.

Eme antiklinális húzódásának megismerése után annak a megállapítása volna szükséges, vajjon a ránc felépítésében résztvevő, helyenként három tufás rétegsor az előbbi redőkben megismert tufás sorozatok melyikéhez tartozik. Láttuk, hogy az antiklinális tengelyhez legközelebb eső tufás vonulat legalsó rétegeként egy ásványokban gazdag réteg szerepel, amelyről szabad szemmel nem lehet eldönteni, megfelel-e az eddigi tufás sorozatok legalsó (I.) tagjának alján levő ásványos dacittufának, esetleg a kolozsi Farkasesúp dacit erupciójának, vagy sem. Ismerjük meg tehát a Surján köfőjtőből (802), továbbá a Szentnyesi Ny-i vonulatából származó (653) ásványos tufát közelebről.

A Surján tufa vonulatának legalsó tagja szabad szemmel nézve jól különbözik apró fényes ásványainál és szürke színénél fogva a felette következő fehér, fénytelen tufarétegtől. Mikroszkop alatt $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{2}$ mm. nagyságú, csak kivételesen 1 mm.-t is elérő eruptív ásványai következtében, amelyek a kőzetnek felét kiteszik, *ásványtufának* bizonyul. *Plagioklas* földpát töredék ezen ásványok nagy része, amelyek sokszor zónás szerkezetűek, apró negatív kristályalakú üvegzárványokat tartalmaznak és optikai tulajdonságaik alapján nagyobbára *andesin-oligoklas*nak (Ab_2 , An_1) bizonyulnak. Sok ebben a tufában a vulkáni *quarc* és elég sok a dohánybarna *biotit* is, ellenben *magnetit*sem kevés. Az üveges rész esőves szerkezetű, tehát *horzsakő*be megy át. Ennek esővei némelykor utólagosan pozitív karakterű rostokkal teltek meg. Ezeken kívül egyéb üvegszemek is vannak benne, amelyek kezdnek átkristályosodni. Némelyik fehér üvegben *trichit* is előfordul, de ritkán vereses sárga, átkristályosodó üveg is akad benne. Ilyen sugaras, rostos és concentricus héjas apró üvegtöltelék a rostok hosszában pozitív karakterrel és 20 μ vastag esíszolatban sárga színt adó kettőstöréssel nem nagy számmal lehet benne találni. Több földpátléces *andesit*féle alapanyag zárványa is előfordul ebben a kőzetben, melynek legnagyobbja 400 μ hosszúságot ér el. Az apró plagioklas léce 14° körül sötétedik el az albitikersiktől. Csak igen kevés alaphegységbeli töredék akad benne: zúzott *quarc*, 60 μ -nyi *moszkovitszál*, elkaolinosodó *földpát*, *quarcit-morzsa*, 20 μ -nyi *zirkonszem*.

A Szentnyesi alsó tufa vonulatának alján is egészen efféle, uralkodó apró üde ásványai következtében fénylő kőzetet találtam. Ebben rétegenként több az ásvány, más rétegében pedig az üveg jut

némileg túlsúlyra. Földpátja sokszor sűrű albitikerlées, üvegzárványos, mi közül *andesint* (Ab_3 An_2) határoztam meg optikailag. Zónás szerkezetű földpát ezek közt is közönséges. A belső magban némelykor sok az albitikerléc, külseje pedig foltonként közel egymáshoz sötétedik. *Quarc*, *biotit*, kevés *magnetit* ebben is úgy van, mint az előbbiben. 1 mm.-nyi horzsakő darabka is akad, de nagyobbára apró üvegszemek vannak benne. Ebben a kőzetben is találtam 160 μ -nyi *zirkon* oszloptöredéket, végén (101) lapjaival, továbbá hasonló nagyságú *chloritpala* morzsát és még apróbb *quarc* darabkákat, *muskovitszálat*, *andesit*-féle alapanyag darabkákat. Utóbbi egyik nagyobb plagioklasa belseje $\frac{1}{2}$ elsötétedést mutat, külseje azonban kisebb szöglet alatt sötétedik. Van benne továbbá felsítmorzsza is és nagyon gyéren sugaras, rostos és héjas szerkezetű, pozitív karakterű üvegtöltelék. Ezekben tehát megegyezik az előbbi ásványos tufával, de különbözik attól 200 μ -nyi és apróbb szemes és mészkő darabkaival, továbbá meszeshéjú töredékeivel, amelyek elég nagy számmal fordulnak elő benne.

Ezek az ásványos tufák tehát a kolozsi Farkasesúp andesites dacitjánál savanyúbbnak látszanak, amphibol is hiányzik belőlük. Inkább az apahidai Királydomb tufájának legalsó tagjával egyeznek meg.

A Surján vagy 10 m. vastag tufás rétegsorozatából mikroskoppal megvizsgáltam az előbbi ásványos tufán kívül egy szürke tufát is, amelyben már szabad szemmel látunk kevés *biotit*-ot és azt, hogy éles határral érintkezik egy sűrűbb, barnás, agyagos tufaréteggel. K. b. $\frac{1}{3}$ része a kőzetnek 300 μ körüli nagyságú földpát, kevesebb *quarc*, még kevesebb *biotit*; de kivételesen 750 μ -nyi, üvegzárványban gazdag földpát is akad benne, corrodt szegéllyel. A horzsaköves és egyéb üveges szemek közt kevés, 60 μ körüli átkristályosodott agyagos csomó fordul elő. Az üvegszemek 50 μ körüli nagyságúak, de a horzsakő darabok közt kivételesen 1 mm.-nyiek is vannak. *Andesit* alapanyagmorzsza, továbbá negatív karakterű *sphaerolithos* üvegnek 150 μ -nyi szeme ebben is előfordul. Egyes helyeken felszaporodik az idegen, nem vulkáni anyag és itt sok kristályospala morzsza mellett muskovit lemezek is vannak.

Ennek a tufacsoportnak felső, agyagosnak látszó, nem merev réteges tagjában mikroskoppal 40—50 μ -nyi összekúszált helyzetű üvegszálak és szemek halmazát látjuk, apró szemecskés, átkristályosodott agyagos részben felfüggesztve. Az üveges alkotó rész a kőzetnek k. b. a felét, vagy harmadát teszi ki. Hasonló nagyságú, vagy még apróbb, igen kevés ásványmorzsza, *muskovit* *biotit*foszlány is

akad ezek közt, amelyek száma rétegenként felszaporodik. Más rétegben pedig az agyagos rész válik uralkodóvá. Finom pelites, kevert anyagú üledék ez az egész.

Ennek a rétegnek folytatásából a *Zemte'öröl* is megvizsgáltam mikroskoppal egy, az előbbi szürke tufához hasonló kőzetet (803), amelyben 200 μ -nyi horzsakő darabkák, amelyek kezdenek átkristályosodni és jobban átkristályosodott agyagos esomók mellett sok 100 μ körüli kristályospalamorzsát, *muskovitot*, stb. találunk.

Van azonban ennek a tufának közelében aprószemű ásványos tufa is (3703), amelynek $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{3}$ nagyságú szemei főleg azokból a dácitásványokból állanak, amelyeket az előbbeni ásványos tufákban már megismertünk, köztük zirkonzárványos épebb biotitoszlopokkal. Az üveges szemek pozitív karakterű rostokká kezdenek átkristályosodni és ez által összeolvadnak. Kristályospalamorzsák, zúzott *quarc*, *muskoviton* kívül földpátléces alapanyag is van benne, továbbá olyan sugaras rostos, concentricus, barnás színű apró üregtöltelék, amelynek rostjai hosszukban pozitív karaktert mutatnak. A legkülső kéreg amorph, valószínűleg opálanyagból áll. A legnagyobb ilyen képződmény 250 μ átmérővel bír. Meszes héjtörédek és mészkődarabkák is előfordulnak gyéren ebben a tufában.

Egy másik innen származó tufában a horzsakő és általában az üveges szemek uralkodnak. A horzsakőszemek nagyok, kivételesen 3 mm-nél is nagyobbak és rostokként kezdenek elagyagosodni. Ezenkívül kevés dácitásványt, sok *plagioklas*, leginkább *andesin* kristályt és töredéket, *quarcot*, *biotitot*, $\frac{1}{3}$ —4 mm. nagyságban találunk főleg ebben a feltűnő tiszta, de limonittal festett és kristályospalának muskovitos morzsáit is tartalmazó tufában. Positív karakterű rostos sphaerolithek ebben is vannak üregtöltelékként.

Az alsó tufavonulatnak tovább É-ra a *Varaslyuk*-felé vonuló részéből (804) is megvizsgáltam egy aprószemű, mállott, réteges ásványtufát (a) és egy szürke merőv réteges, vonalas, növény-maradványos sűrűbb tufát (b). Az első kőzetben az ásvány mennyisége változó, helyenként a kőzet felét, vagy ennél is többet tesz ki. A legnagyobb ásvány 1 mm. hosszú *plagioklas*, likacsos belsővel és ennél savanyúbb külsővel, tehát zónás szerkezettel. A legtöbb ásvány nagysága $\frac{1}{3}$ mm. A földpátok nagyrészt üvegzárványos, nem sok albitikerlemezről álló plagioklasok, amelyek közt leggyakoribb az *andesin* (Ab_2 , An_2), de van nála savanyúbb és bázisosabb fajta is. A legnagyobb földpátzárvány igen éles kristályos körvonallal, megnyúlt 85 μ hosszú kockaalakkal és a bezáró andesin fénytörésénél minden irányban gyengébb töréssel bír. Egyébként olyan ásványok

vannak benne, mint a fentebb leírt ásványtufákban. Az eredeti amorph részben a horzsakövesnek látszó üvegszemek határai többnyire nem ismerhetők fel, gyengén veresre vannak festve és apró agyagos képződményekkel keverednek, amelyekben erősebb kettős törésű, pozitív karakterű foszlányok vannak. Egyébként igen kevés a nem vulkáni származású anyag ebben a kőzetben, amelyben közel egyközösen sötétedő földpátléces andesit alapanyagféle, $\frac{1}{3}$ mm. morzsák is akadnak. Az innen származó sűrűbb tufában (b) már nagy számmal fordulnak elő apró, 100 μ -nyi kristályospalamorzsák és ásványok főleg egyes rétegekben, továbbá az apró barna üvegszálak, szemek közt agyagrészek is bőven vannak.

Tovább északra ebből a vonulatból a Hidegoldal rétvéről olyan szabadszemmel nézve fehér, sötét- és világosszürke merev rétegektől szalagosnak látszó sűrű tufát (805) vizsgáltam meg, amelyben az előbbenivel szemben, amelyben meszet egyáltalában nem találtam, nagyon sok a mészkő és kevés meszes héjtöredék is akad. A szemek nagysága többnyire 100 μ körül van. Ezenkívül egyes rétegekben a kőzet felénél jóval több kristályospalamorzsát találunk, úgy hogy a sötétszürke vékony rétegek lényegileg aprószemű homokkövek. A közönséges ásványokon kívül haematit, 40 μ -nyi *zirkon* és kevés muskovit is előfordul benne. Az idegen ásványok közt azért akad kivételesen egy-egy nagyobb, 180 μ -nyi üvegzárványos *földpát*. A fehér színű rétegeket uralkodólag apró üveges szemek halmazai alkotja, amelyek közt a régi ásványmorzsák mellett szintén előfordul meszeshéjú töredék.

Még tovább É-ra esik e vonulatban a Hidegoldal (Biri-lyaszká) következő megvizsgált tufája (806), szabad szemmel nézve sűrű egyneműnek látszó szürke kőzet, amely mikroskoppal a kőzet $\frac{1}{3}$ részét kitevőleg 50 μ körüli, kivételesen 200 μ -t is elérő üvegszálak és szemek rendetlen halmazai, 30—40 μ -nyi, csak kivételesen 100 μ -nyi kristályospala, *biotit* stb. morzsák és agyagos részekben 20 μ -nyi mészmorzsákkal. Az agyagos részekben 4 μ -nyi negatív karakterű, ferde sugarú gömbös képződmény, továbbá virágszirom alakú, negatív karakterű csoportosulás is van 12 μ átmérővel. Mállott pelites képződmények tehát ezek, amelyekben azonban az üveg ép.

Még tovább É-ra a Pusztaszilvás kútja alatt vagy 200 lépésre eső helyről származik a következő megvizsgált fehér és szürke színű, merev és réteges tufa (807). A mikroszkop azt mutatja, hogy a szabadszemmel fehérnek látszó tufarész lényegileg üvegszálak és köztük levő üvegszemek halmazából áll, amelyeknek főleg széle

átkristályosodik, elagyagosodik, ami oka az egyes szemek összetapadásának. Egyébként feltűnő tiszta vulkáni anyag ez a réteg, amelyben 250 μ -nyi apró plagioklas is van és csak kevés *magnetit* és agyagos csomó. A szürke színű rétegben, amelyben már az alaphegységből álló kristályospala és ásvány morzsák 100 μ körüli szemei uralkodnak, ezek közt elkaolinosodó régi *földpátok*, a *muskovitok*on kívül *magnetit*; mészkövet és elmeszesedést azonban nem találni.

Az ezzel kapcsolatban előforduló hullám barázdás sűrű szürke tufa (808) mikroskoppal nézve olyanféle agyagos aprószemű homokos, felerészben üvegtufa, mint a Birilyaszkaról való (806), de ebben a többféle csillámos ásványokon kívül 40 μ -nyi amorph szilánkot is találtam, mészkövet, vagy elmeszesedést azonban nem.

Ezekből az adatokból is nyilvánvaló, hogy rendkívül különböző tisztaságú és anyagú még az egy vonulatba eső tufa üledéke is.

Az antiklinális túlsó, Ny-i szárnyáról, a Zemtől Ny-ra a Varaslyuk vonulatának végéről vizsgáltam meg egy pár tufa kőzetet (823). Ezek közül egyik rétegenként elég sok, kb. $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{4}$ rész dacit ásványt, főleg *plagioklast* tartalmaz, ami $\frac{1}{2}$ mm. nagyságot is elér. A kőzet többi uralkodó része horzsakő, amely el van meszesedve, de egyes 200 μ hosszú üveg darab épen megmaradt benne. Kevés zöld *amphibol* és *magnetit* akad benne, de kevés az alaphegységből származó kristályospala morzsa, zúzott *quarc*, *muskovit* is. A földpátléces alapanyag elég általánosan el van benne terjedve és ez is kezd elmeszesedni.

A másik ide való réteges tufában az uralkodólag horzsaköves üveg rétegek, amelyekben dacit ásványok, ezek közt a legnagyobb 1 mm.-nyi *földpát*, *biotit* is van, váltakoznak apró, uralkodólag a kristályospala hegységből származó szemekkel. Mészkő darabka, héjtörödek elég közönséges ebben is és akad benne 100 μ nyi andesites alapanyagféle morzsa is.

Míg ebben a kőzetben agyagos rész úgyszólván hiányzik, egy harmadik megvizsgált, ettől a vonulattól Ny-ra eső, tehát magasabb szintből származó sűrű, szürke tufában (822) 40 μ közepes mértékű üvegszálak, amelyek a kőzetnek vagy $\frac{1}{3}$ részét teszik ki, átkristályosodó finom *muskovit* szálak, apró *quarc* szemes, kevés meszet tartalmazó agyagba vannak lényegileg beágyazva. Ebben a kőzetben az átkristályosodó agyag válik uralkodóvá. Növény lenyomatok is vannak ebben a tufás vonulatban.

IX. A Kolozs—Kötelend—visai antiklinális.

A) Kolozs—Kötelend közti rész.

A kolozskarai állomáson átmenő redőtől K-re következő szomszédos antiklinális az összes redők között a leghosszabb. É-i vonulatában Kötelendtől eleinte Apahidának tart, azután hatalmas kanyarulattal folytatódik Kolozskorpád határába és onnan a kolozsi sótesten át a Királykútnak, úgy hogy ezen az egész vonalon 13 5 km. a hosszúsága. De — mint látni fogjuk — Kötelendtől folytatódik Visára, még vagy $2\frac{1}{2}$ km. hosszán. D-i nagyobb felén DDK-ről halad ÉÉNy-ra, azután ívalakú kanyarodással ÉK-i irányt vesz fel. A kolozskarai állomásnál tengelye $2\frac{1}{4}$ km.-re K-re esik az azon átfutó szomszédos antiklinálistól, de hovatovább É-ra, mindinkább hozzászorul, úgy hogy Pusztaszilvásnál már $1\frac{1}{2}$ km.-re közelíti meg. Az északi átkanyarodott vége pedig képviselni látszik azt a keresztbe álló redőt, amelybe a Ny-i antiklinálisok északi végükön ütköznek.

Ennek a hosszú redővonulatnak legdélibb részét már I. tufatanulmányomban részletesen leírtam. Ebből és a 7. lapon közölt térképről láthatjuk, hogy ennek az antiklinálisnak K-felő kissé elkanyarodó D-i vége Kolozstól DK-re eső Sósút táján kezdődik és a régi sóbánya Ny-i részén levő, a jelenlegi fürdőül szolgáló sós tavon, a várostól É-ra eső Kisvölgy sósforrásán át halad, több jelentéktelen tufarétegen kívül három, tekintélyesebb tufavonulattól kísérvé. Ennek legalsóbbja alkotásában lényeges szerepet játszik a Kolozstól D-re eső Farkasesúp alsó miocén explosiós vulkáni centrumából származó ásványos dacittufa.

A Farkasesúp dacit-ásványtufáján, ezen a jól vezető rétegen kívül, magában a kolozsi sótestben és ennek vonulatában andesittufa nyomokra is akadtam, amelyek a felületre kerülő legmélyebb, a sótest szintjének megfelelő rétegben vannak. Az antiklinális vonulatnak ez a legdélibb része, mint a térképéhez szerkesztett szelvény is mutatja, egy Ny-ra áttolt ferde antiklinális.

A kolozsi Kisvölgy sósútjától, ameddig a jelzett térképen vezetve volt, ez az antiklinális K.-Korpád község legmagasabb dombján, a 460 m. magas *Kövesoldalon* (Fața pietrin) halad tovább. A vonulat többi szakaszában a legmélyebb andesit-, sőt a Farkasesúp dacit-ásványtufáját sem ismertem. A felsőbb tufarétegek azonban megvannak itt, nevezetesen több tufa vonulat látható mindjárt a Kisvölgy árka felső részének K-i oldalán (6456, 6'), ahol 52° , sőt egész 76° -ig emelkedő KÉK-i dőlést mértem a rétegeken. Több, szintén igen meredeken ($65-70^\circ$ alatt) KÉK-re dőlő tufa réteget

ismerek a Kövesoldaltól ÉNy-ra 1 km.-re eső oldalon, ahol bedőlt tufa kőfejtőt is találtam 1907-ben. Kitünő és állandóan gazdag forrás van itt a tufával kapcsolatban. Nevezetes dolog, hogy a „duplakő“, ahogy e vidék kőfejtői a fagynak ellenállóbb ásványos tufát nevezik, itt felül fordul elő, ami bizonyítéka annak, hogy ferde, t. i. Ny-ra áttolt redővel van dolgunk épp úgy, mint a vonulat délibb szakaszában is.

Ezen a részen mindinkább közeledik ez az áttolt redő a kolozs-karai állomáson átmenő Ny-i szomszédjához, így megértjük azt is, hogy miért van ez a szomszéd ebben a szakaszban olyan szokatlannul összeszorulva. A mindkét oldalról egyenlő erős oldalnyomás azonban álló helyzetben tartotta meg a kolozskarai állomás összeszorított redőjét.

A kolozsi áttolt antiklinális K-i szárnyának tufás vonulatai kevésbé vehetők észre a felületen, mint a Ny-i szárnyéi itt, valamint a Kolozs határában is. Csak gondos bejárással találtam a Kövesoldal 460 m. magas dombjának K-i lejtőjén sűrű, részint vékony homokos rétegektől réteges tufát legutóbbi ellenőrző kirándulásomon (7801). Hasonló tufás rétegek fordulnak elő a tetőtől É-ra a csapás irányában az erdei úton. Több tufa vonulat látható ettől É-ra 1½ km.-re a Sósdombtetőn a Tófarkadúlón, ahol a tordai-út mentén levő tufa kőfejtőben KÉK-re dől a rétegsor és ebben alól van a „duplakő“.

Nevezetes dolog, hogy nem szigorúan az antiklinális tengelyében, hanem attól K-re, a második tufavonulat irányában esik a korpádi sós-kút, amelyet részben iszapos és nagy szárazságban sem kiapadó források vesznek körül. Nevezetes dolog, hogy ezen a nagyon erősen összegyűrt, ráncosodott területen az antiklinális Ny-i oldalán, a synklinálisban is van a térképen sósnak (Sereti, a helybeliek elnevezése szerint Kaszás Funacilor-nak) nevezett patak felső részében sós forrás, kidagadó, nyomás alatt álló iszap kúppal.

1911. XI. 19-én a vizet levezető árok jobb partján 4 m. átmérőjű kidagadó rengő iszapkúpot találtam itt, amelyből kevés gáz szállt el, amelynek szomszédságában, vagy 70 m. hosszú ÉD-i irányú vonalon még két más hasonló iszapkúp volt. A legfelső kúp sötétbarna színű agyagos kőzetén talált fehér kivirágzás FERENCZI ISTVÁN akkori gyakornok meghatározása szerint. natriumsulfátból állott, kevés calcium-magnesiumsulfáttal és konyhasóval szennyezve (5641).

Tovább É-ra a Sós-patak baloldali lejtőjén, a Nagyverőfényes oldalán láttuk a folytatását az antiklinális Ny-i szárnya tufás sorozatának, ahol a rétegek K-re dőlnek és ahol a „duplakő“ felül van, tehát az antiklinális Ny-ra áttolt jellege még mindig tart (5642).

Még tovább É-ra a Kaszás-völgy, de főleg a Zapogya ÉK-i oldaláról eredő, a térképen csak alsó részében ábrázolt *Bucspatak* tárja fel a tufás rétegeket, amelyek utóbbi helyen kezdetleges kőfejtőknek anyagául is szolgáltak. Ezek 1911-ben beomlott állapotukban a település pontosabb meghatározására nem szolgáltatott biztos adatokat.

Az antiklinális legerősebb megkanyarodásának szakaszát a következő széles völgy metszi harántul, amelyen az Apahida—mócsi országút vezet. Ennek az országútnak É-i oldalán, a 412 m.-nek jelzett tetőtől D-re, a hídtól K-re az áteresz felett éppen az antiklinális tengelyében olyan feldagadó iszapos forrás van, amelyik körül konyhasós kivirágzás van, rajta sós növények: *Salicornia herbacea* és a szikeseken közönséges *Aster Tripolium* díszlenek és amely megboldogult GAÁL ELEK kalyáni nagybirtokos állítása szerint sohasem fagy be. Jelentéktelenebb lecsúszott szalagos tufaréteg ennek a 412-es tetőnek a D-i oldalán is előfordul.

Sokkal tekintélyesebb tufaréteg van az ettől ÉK-re eső, szomszédos, 407 m. nek jelölt domb csoportjában, melynek D-i oldalán az aljból fel a tetőre és onnan le a Sospatakban levő összeszűküléshez húzódik ívalakban egy vastag tufaréteg, a völgy összeszűkülésének az okozója. A 407 m.-es tető D-i oldalán levő tufa kőfejtővel feltárt merev szalagos rétegei Dr. PAPP SIMON volt segédem 1907-ki mérése szerint, aki nagy segítségemre volt ennek a vidéknek első bejárásánál, 32° alatt dőlnek DK-re (5643). 1917-ben már egészen benőve találtam a régi kőfejtőket. A felső sűrű tufának ezzel a tagjával több helyütt találkozunk a 407 m.-es tetőtől Ny-ra eső magaslaton, ahol azok az erdő szélén az út É-i oldalán is DK-i dőlést árúlnak el. Ennek leszakadt, lecsúszott részeit látjuk mélyebb szinten a gómes kút felett. Tovább K-re a Sospatakon túl ennek a tufavonulatnak irányában, a 400 m.-es tetőtől D-re, mindkét oldalon megtaláljuk a tafavonulatnak szétszakadt folytatását. Az antiklinális boltozat enyhe dőlésével kapcsolatban sok szakadás és földesúszás van itt a vízben gazdagabb Ny-i lejtőn. A Sospataknak vagy egy fél km.-nyi összeszűkülése alatt és felett mihamar 1 km.-nél is szélesebbre tágul a fehér kivirágzásokkal borított alluviális völgyfenék.

Sokkal biztosabban vezet bennünket az átkanyarodott antiklinális túlsó, ENy-i szárnyának tufás rétege, amelyet egy km.-nél is hosszabb egységes vonalon követhetünk a Szamos baloldalát szegélyező dombok legkiemelkedőbb párkányain. Ilyen húzódik az apahidai Kontinyit 451, 465, 457 m. magas tetején, ahol régi időből származó, rendkívül hosszú KÉK-re esapó, kibányászott 10—15 m. széles völgyyszerű mélyedések jelölik húzódását. (812). Eme tufa-

vonulat az ellenkező irányban az apahidai Paduritának tart. Ezen a kavicsokkal fedett területen nagyon enyhe ÉÉNy-i dőlést vettem észre. Egy másik hasonló hosszú tufavonulatot nyomozott Dr. PAPP SIMON a HORVÁTH-tanyától DK-re a 408-as kiemelkedés alatt és innen összefüggő vonulatban a Pietrisnek nevezett tetőn egész a Sós-patak völgyéig, amely helyenként $20-30^\circ$ alatt dől NyÉNy-ra, majd ÉÉNy-ra. A *Sóspatakon* túl az előbbi csapás irányában húzódik ez a vonulat fel a *Tekenőnek* nevezett domb oldalán 28° alatt É-ra dölve a tetőre és azt keresztül vágva a *Borilla* 404 m-es, azután pedig a 409-es kiemelkedésén át Kötelend É-i részének tartva. A vonulatnak ebben a szakaszában is rendkívül sok régi és újabb, beomlott kőfejtő jelöli útját. Ezeken a dombtetőkön egyhelyütt a bonchidai és zsuki sóskúttól É-ra ÉÉNy-i 68° -os, tovább K-re Kötelend-felé pedig már csak 24° -os ÉÉK-i dőlést mértem. Ezek a mérések lassú ívalakú átkanyarodást árulnak el és azt mutatják, hogy a sóskútak táján sokkal meredekebben állnak a rétegek, mint másutt.

A Kötelendnél kanyargó széles, egykori tavak sorozatából állott *Kalyánvölgynek* baloldalán, ezen a hosszú tufás rétegen kívül egyéb tufaelőfordulásokat is ismerek. Egyik ezek közül a falu É-i végével szemben a 288 m-es magasság felett az út meredekétől a szántóföldön húzódik és az előbbi vonulat folytatásába esik. Ettől DNy-ra a 339 m-rel jelölt forrás alatt van egy másik, leszakadtnak látszó tufás rétegsor. Egy harmadik, a két előbbinél hosszabb tufavonulat van tovább D-re a *Pureu Moratori* (Gropty) baloldalán, az előbb említett bonchidai és zsuki sóskúttól K-re, ahol $38-50^\circ$ alatt ÉK-re dőlnek annak rétegei. Úgy látszik tehát, hogy a hosszú ívben követhető felső tufarétegen kívül a Kötelendtől Ny-ra 1 km-re eső *zsuki sóskút* közelében legalább egy mélyebb tufaréteg is a felületre kerül.

E sóskút mellett is van egy feldagadó iszapos forrás, ami télen sem fagy be és amelynek fenekét 8 m-es gerendával állítólag még nem érték el.

Vajjon végződik-e a kolozsi, Ny-ra áttolt, aztán Kötelend felé ÉK-re fokozatosan átkanyarodó antiklinális a Bonezhida—zsuki sóskút felmeredésében, vagy folytatódik tovább? Hogy erre a kérdésre felelhessünk, meg kell ismernünk a Kötelend—Visa közti területet.

B) A Kötelend—visai antiklinális vonulatrész.

A kötelendi domb (402 m.) Ny-i oldalán, a községi legelő szakadásában egy olyan tufás rétegsort találtam (1911. VIII.), amely között 15 cm. vastag, szabad szemmel nézve homokosnak látszó réteg van, amelyet a mikroszkop utólag elmeszesedett laza ásványos

horzsaköves tufának igazolt. Ezek a szakadások É-i részükön durva, horzsaköves részleteket is tartalmaznak (5578). E réteg D-i vonulatában a forrás felett KDK-re 45° alatt dől, a tufa közelében látható márgás rétegek azonban még meredekebben, 67° alatt vannak kimozdítva.

Tovább ÉK-re Visa község É-i utcája irányában, attól Ny-ra eső 402 m.-es tető K-i aljában levő laposról hozott a folyó évi közös kirándulásunkon segédem MÖCKEL különböző tufákat (7192), melyek belecseks az előbb említett köteli tufák vonulatába és a visai ref. templom alatt látható, DDK-re 34° alatt dőlő, durva, ásványos tufás rétegek (7190) kapcsán a falu ÉK-i oldalán emelkedő Surlódomb kitörési helyével jönnek összeköttetésbe, melynek anyagához is nagyon hasonlítanak. Nagyon nevezetes dolog, hogy a *visai* ref. templom és a Surló közti vonalon van a község sóskútja.

Egy másik, az előbbi lényegileg durva ásványos tufarétegekből álló vonulattól lényegesen különböző finom anyagú és vékony dacittufa rétegeket találunk a Surlódombtól DK-re egyharmad km. távolságban kezdődő Bogantások meredek szakadékaiban, ahol a 475 m. magasnak jelölt csústól D-re akadtam DK-i irányban meredeken dőlő $\frac{3}{4}$ m. vastag, finom réteges tufára, uralkodólag homokos rétegek között (7187). A következő nagy vízmosásban is $30-40^\circ$ alatt dőlnek a sűrű, vékony dacittufa rétegek gipszes márga rétegek között. Az uralkodó kőzet azonban még mindig a homok, amelyre tovább DK-i irányban a Szőlőoldalon 68° alatt DK-re dőlő márgák is következnek.

A Bogantások vékony tufás rétegeinek folytatása Visa D-i végén emelkedő 404 m. magasnak jelzett emelkedés D-i oldalán látható, ahol PAPP SIMON mérése szerint DK-re 40° alatt dőlnek a sárga homokos rétegek közé települt tufás rétegek.

Ennek DNy-i irányban Köteli felé folytatását a — térképen D.-Köteliulnak nevezett — 402 m.-es magaslát DK-i oldalán találta meg, DK-re 45° alatt dőlő vékony tufarétegben. Ettől ÉK-re vagy 40 lépésre, a hágó túlsó oldalán, agyaggal sűrűn váltakozó 20–25 cm. vastag laza homokrég van, melynek anyagát a házak földjének kiverésére hordják Kötelire. Ennek a homokgödörnek a rétegei már 67° alatt dőlnek DK-re. Az előbb említett tufavonulatnak folytatásában Köteli DNy-i részén, sőt a falun kívül is meg van a tufa, de közelebbi adatokat erre vonatkozólag ezen a benőtt területen megállapítani nem tudtam.

Eme tufaréteg csapása irányában a *köteli sóskút* felett a Zepogyon és Beliesen ismerek tufás rétegeket, amelyek — mint már

láttuk — a Kolozs—kötelendi antiklinális belső tufaszárnyának tartanak. A szomszédos Apahida—zsuki sós-kútnál erősebb ez a sós-kút azon a tájon esik, ahol a rétegek dőlés iránya megváltozik. Ettől a kúttól K-re vagy 150 m.-re a domboldalon éppen úgy előfordul egy feldagadó, legalább 20 m. mélynek állított kék iszapos forrás, ahogy a tőle ÉÉNy-ra 1 km. távolságban eső másik sós-kútnál.

Ezek az egyenlően DK-re dőlő, erősen kimozdult rétegek tehát azt mutatják, hogy Visa és Kötelend közt olyan erősen összenyomott antiklinálisrészszel van dolgunk, melynek alkotásában az alsó durva ásványos tufarétegen kívül egy magasabb, finomabb tufás rétegsor is részt vesz. Ez ÉK-i folytatása a Kolozs—kötelendi antiklinálisnak.

A Kolozs—kötelendi antiklinális rész tufáinak részletesebb leírása.

Mindenek előtt azt a fontos körülményt óhajtom itt előre becsátani, hogy a Kiskút völgytől É-ra eső szakaszban sehol nem találtam számban az alsó (L.) tufavonulatra jellemző ásványos tufát. Legutóbbi kirándulásomon azonban a korpádi Kövestető 460 m.-es esúsa közelében az ÉNy-i lejtőn a kukoricás föld sokféle dacittufacserepei közt találtam egy apró szemű ásványtufát (7302), $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{3}$ mm.-es, uralkodólag zónás plagioklas kristálytöredékekkel, kevés hosszabb, hajlongó biotittal, magnetittal, nagyon kevés vulkáni quareccal, andesit morzsával. Üveges képződmény nincs benne, annak a helyét utólag kivált calcit foglalja el. Ezen a 10.5 km. hosszú szakaszon mindenütt csak a középső, vagy a felső tufát kell feltételeznünk. Úgy látszik, a második tufaréteg is csak a sósforrások körül jelenik meg.

Ennek a vonulatnak Ny-i szárnyából megvizsgáltam a kolozs-korpádi sós-kúttól Ny-ra a szántóföldről származó tejfehér, sűrű, kiszáradt kemény, tömör tufát (5642). Ezt mikroskoppal is majdnem tiszta vulkáni üveges terméknek találjuk, benne csak kevés apró vulkáni *plagioklas* földpát fordul elő, közte a 150 μ -nyi hosszúságú a legnagyobb. Hasonló nagyságú zúzott *quarc* is a ritkaságok közé tartozik, amelyet helyenként néhány, egész 200 μ -ig emelkedő kristályospalamorzsával együtt lehet látni. Sokkal apróbb, 50 μ körüli zöldes, többnyire amorph, agyagos esomós zárványt kell még megemlíteni az idegen anyagok közt, ami a kőzetnek legfellebb $\frac{1}{10}$ részét teszi ki. Egy pár 100 μ -nyi, levegőzárványt is tartalmazó olyan üveges alapanyagmorzsa is akad benne, amely negatív karakterű pelyhes képződménnyé kristályosodott át. Az uralkodó üveges tufaanyag részint apróbb szemek és kisebb mértékben apróbb szálak halmaza, amelynek amorph anyaga szétszórt fényben habos, hul-

lámosnak látszik, az üregekben helyenként igen apró pálcikás, vagy tűalakú kristályosodási termék halmazsal, amelyek piciségük miatt nem árulnak el kettőstörést.

Tovább É-ra a *Kontingittetőről* származó fehér, vékony, szürke vonalú réteges, kiszáradt kemény tufából (812) vizsgáltam meg egy esiszolatot. Uralkodó része ennek a kőzetnek is amorph, összetapadt üveganyag, amelyek apróbbjainak eredeti nagyságát többé nem lehet megállapítani. Kivételesen akad közte kevés olyan töredék, amelynek legnagyobb méretét 1 mm.-re becsülhetjük. Az üvegek, főleg a esővesnek látszó horzsaköves részek, kezdenek a szélükön pozitív karakterű rostokká átkristályosodni. Ebben az üveganyagban előfordul kevés, többnyire $\frac{1}{3}$ mm. nagyságú, kivételesen azonban 1 mm.-nél is nagyobb dactítvány: *földpát*, *biotit*, *quartz*, kevés *magnetit*. Egyes földpátok optikai tulajdonságai *andesinre* vallanak.

Ezek közt a kb. 1 mm. vastag, majdnem egészen tiszta vulkáni anyagok közt vannak hasonló vastag, vagy még vékonyabb olyan rétegek, amelyekben 100 μ körüli kristályospala darabkák és ennek ásványmorzsái: zúzott *quartz*, *moskovit*, kevés *biotit*, *földpát* bőségesen fordulnak elő, úgy, hogy egyes helyeken a kőzetnek felét ezek teszik ki. Csak kevés 50 μ -nyi zöldes agyagesomóeska és még kevesebb 40 μ -nyi földpáttús, *andesin* t félé morzsa fordul elő benne, amelyben sok elváltozott színes szál van.

Hasonlít az előbbihez attól K-re vagy 1.5 km.-re, a 407 m. magas tető közeléből, tehát az antiklinális tulsó K-i szárnyából származó egyik réteges tufa. Innen két kőzetet vizsgáltam meg. Az egyik (511 P.) réteges fehér mállott tufa, amelyben limonitos, elpusztult növénymaradványok is látszanak. Mikroszkop alatt ez is vékony homokos rétegekkel látszik tarkázva, amelyek régi ásványokon kívül egész 1 mm. nagyságig emelkedő vulkáni *plagioklast* is tartalmaznak. Ezek egyike oligoklas-andesinnek ($Ab_3 An_1$), másika, amelyik 150 μ nagyságú és sok üvegzárványt tartalmaz, pedig *andesin-oligoklas*nak ($Ab_2 An_1$) bizonyult. Ebben is van kevés *magnetit*, melynek egyike 150 μ -nyi likaesos szeméhez apró apatit- és egy zirkon-szemecske tapad. A 100 μ körüli kristályospala morzsák egyes rétegekben kb. $\frac{1}{3}$ mennyiségig szaporodnak fel, köztük ritkán chloritos zöld szemek is akadnak.

A vulkáni üveganyagban egyes bizonytalan végződésű horzsaköves szálak ismerhetők fel, amelyek sávos, összeolvadó halmazt adnak és kezdenek átkristályosodni, mint az előbbeni kőzetben. Köztük egyes 120 μ -nyi szemcsés, zöldes színű agyagos zárványok akadnak. $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{3}$ mm.-nyi részint földpátléces, trachytos szövetű, részint

kevésbé kristályosodott andesitféle alapanyag ebben is előfordul, valamint ritkán 28 μ átmérőjű pozitív karakterű gömbalakú sphaerokristály (quare?) is.

A másik innen megvizsgált kőzet olyan tufa, amelyben vastagabb, merev szürke, homokos rétegeket vékonyabb fehér fufás rétegek választanak el egymástól (5643). Ennek homokos részeiben helyenként már csak $\frac{1}{3}$ részre esökken az üveges anyag, ami 100 μ -nyi összetapadt szemek- és főleg szélén átkristályosodott szálakból áll. Szétszórt fényben a szemek belsejében is habosnak látszó átkristályosodást venni észre. Úgy látszik, az oldható kovasavnak kiválásával áll ez kapcsolatban, aminek az eredményeként a kőzet nagyon szívósan tart össze. Kevés, egész 200 μ -ig emelkedő agyagesomók is akadnak benne. A régi, 40–100 μ nyi ásványszem közt kaolinososodott *orthoklas* is előfordul a quare és muskovit mellett.

Ezekben a kőzetekben mészkőtöredéket nem találtam. Az utóbb tárgyalt homokos tufa azonban kezd nagyon gyengén elmeszesedni és egyik mészfoltocskában 4 μ -nyi pici gömbös képződmény látható. A kőzet más részében is előfordulnak helyenként ibolyába hajló veres színű fallal bíró mikroorganizmus halmazok. Úgy látszik, az apahidai II. tufavonulatnak felel meg ez a tufa.

Az antiklinális eme belső szárnyának folytatását látszik képezni ettől ÉK-re a *Ruptura* 400 m. magasnak jelzett helye alól származó, eserepéses sűrű, de mikroskoppal nézve változatos kiképződésű tufa sorozat, amelyből 4 különböző darab szolgáltat részletesebb vizsgálat tárgyául. Ezek egyike (519 P.) növénymaradványos, réteges tufa, amelyben a fehér és szürke egy mm.-nyi merev sávon kívül egyes, limonittól festett veres barna színű rétegecskék is látszanak. A mikroszkopi vizsgálatnál az a meglepő, hogy ez a veres réteg felerészben ásványokból és pedig javarészt $\frac{1}{3}$ mm.-től $\frac{2}{3}$ mm.-ig emelkedő vulkáni ásványokból áll. A vulkáni *plagioklasok* közül egy 150 μ -nyi szem *andesinoligoklas*nak ($Ab_2 An_1$), egy másik zónás földpát *andesinn*nek ($Ab_2 An_2$), sőt belső magja még bázisosabbnak bizonyult. A vulkáni *quarcok* közt 300 μ -nyi szilánk is akad. Említésre méltó, hogy az előbbiekhöz hasonlítva sok benne a *magnetit* szem, egész $\frac{1}{3}$ mm. nagyságban, továbbá sárgás-zöld és vereses vasoxyd szemek és esomók, helyenként üregben kiválva, melynek belsőbb töltelke némelykor quarcos sugaras anyag. Ép vulkáni *biotit* is előfordul és egy 90 μ -nyi *zirkon* oszloptöredéket is találtam benne. De vannak rétegek, amelyekben felszaporodnak a 100 μ körüli kristályospala morzsák, *muskovit* ezekben is akad. A *horzsaköves* anyag $\frac{1}{2}$ – $\frac{1}{3}$ mm.-nyi összeolvadt darabokból áll. Elég sok, helyenként $\frac{1}{10}$ tér-

fogat mennyiségre is becsülhető 2% , és nagyobb elsötétedésű földpátléces andesitféle alapanyag morzsa fordul elő benne, ezek közt $320\ \mu$ -nyi is. Egyetlen, $70\ \mu$ -nyi mészkő darabot figyeltem meg benne.

A Ruptura 400 m.-es helyéről átvizsgált másik tufa (518 P.) is merev réteges tufa, amelynek fehér, uralkodólag tufás rétegében $200\ \mu$ -nyi horzsakőszálakat helyenként agyagos, másutt pedig inkább homokos környezetben találni, de az ásvány szemek közt sokkal kevesebb a vulkáni *plagioklas* földpát. Mégis van ebben is olyan 1 mm. vastag réteg, amelyben általában a $100\ \mu$ körüli, némelykor üveg-zárványos földpát, $110\ \mu$ nyi vulkáni *quarc*, *magnetit*, *limonit* esomók, apró andesitalapanyag morzsák, de egyéb régi töredék mellett chlorit is előfordul. A szürke rétegek helyenként majdnem egészen $190\ \mu$ körüli kristályospala kőzet- és ásványmorzsából állanak, amelyek közt ritkán $50\ \mu$ -nyi meszes globigerina héjmaradékot is találni. *Biotit* elég sok, *muskovit* kevés van, *chlorit* morzsák is akadnak, $70\ \mu$ körüli és nagyobb mészkő morzsák pedig bőven fordulnak elő benne, ellenben kevesebb az andesitféle morzsa.

Hasonló merev réteges szerkezetű a harmadik inncn megvizsgált kőzet is (517 P.), amelyben a szürke, homokos rétegek egész 9 mm. vastagra is felemelkednek. Az előbbinél is apróbb szemekből áll ez a kőzet, amelyben a kristályospala morzsa közepesen $60\ \mu$ -nyira sülyed. $40\ \mu$ agyagos esomó is van benne, továbbá egész $100\ \mu$ -nyire felemelkedő zöld chlorithalmaz. A tufás részben $25\ \mu$ -nyi átmérőjű gömbös képződmény fordul elő, pozitív karakterű rostokkal.

A legjobban különbözik az előbbiektől a következő (516 P.) márgás, csak kis mértékben homokos tufa, amelynek felületét fehér mészkivirágzás borítja és amelynek színe szabad szemmel nézve egynemű zöldes szürke. Mikroskoppal a kőzet uralkodó anyaga átkristályosodott agyagnak bizonyul, amelyben felfüggesztve legfeljebb $1/2$ részt kitevő 40 – $100\ \mu$ -nyi, nagyon változatos, köztük sarkantyú alakú üveg szálak vannak. Egyik sonkaesont alakú üveg darabban gáz kiválásból származó sötét szálak vannak. Kevés, egész $100\ \mu$ -nyira emelkedő *plagioklas* is akad benne és csak nagyon kevés apró, 25 – $30\ \mu$ -nyi *quarc* homokszem az agyagos részben, amelyben kevés mész, továbbá pár μ -nyi ferde ágú, negatív karakterű sphaerolithos gömbös képződmény is előfordul.

Lássuk már most ezekkel a helyekkel szembe eső, az antiklinális túlsó szárnyáról, a zsuki Horváth-tanyától K-re, a Kövesnek (La Pietris) nevezett domb vonulatáról a 408 és 398 m. magasnak jelölt tetők közti helyről származó sűrű szürke tufás, nem réteges

közeteket. Ezek közül 2 megvizsgált példány (503, 501 P.) szürkés fehér egyneműnek látszó, kemény összeálló közet, amelyekben szabad szemmel csak apró fehér és fekete pontokat látunk csillámlani. Mikroskoppal a fehér fénylő pontok egész $\frac{1}{3}$ mm.-ig emelkedő földpát-töredékeknek bizonyulnak, amelyekben némelykor üvegzárvány is előfordul. Ezek mellett kevés *quartz*, továbbá 150 μ -nyi *biotit*-halmazok is vannak. Ezen vulkáni ásványokon kívül egyenetlenül elhintve kristályospalából származó szemek is vannak, amelyek 200 μ -ig emelkednek és mennyiségileg a közetnek vagy $\frac{1}{10}$ részét teszik. 70 μ -nyi zöld *chlorit* szemek is akadnak. *Muskovit* csak az egyik közetben fordul elő kevés számmal.

Az üveganyag 100–150 μ -nyi kúszált helyzetű horzsakőszálból és üvegszemből áll. Habos szálak amorph képződmények ezek, amelyek közt helyenként, velük majdnem egyenlő mennyiségű agyagos rész van, amelyben 40–100 μ -nyi *quartz* és egyéb morzsa is előfordul. Kivételesen fél mm.-nyi ilyen horzsaköves szemek, sőt $\frac{3}{4}$ mm.-nyi vékony szálak is akadnak benne. Tehát ez agyagos, homokos tufa.

Egy másik ide való közet (502 P.) szabadszemmel nézve majdnem porcellán félének látszik. Mikroskoppal vizsgálva az előbbieknél jóval finomabb agyagos tufának bizonyul, amelyben az agyag mennyisége felülmúlja az üveges képződményeket, amelyek uralkodólag 40–100 μ -nyi szálak és kivételesen emelkednek 120 μ -ig. Az agyag pozitív karakterű képződménnyé kristályosodik át és csak nagyon kevés, 40–50 μ -nyi kristályospalamorzsa fordul elő vele.

Egy harmadik innen való tufa (504 P.) finom egyenetlen kevésbbé agyagos, mint inkább homokos tufa, amelyben nagyobb földpát szemek nincsen. Helyenként majdnem fele a közetnek 20–25 μ -nyi kristályospalamorzsa áll, elechloritosodott 40, kivételesen 150 μ hosszú *biotit*szállal. Másutt azonban sokkal tisztább az elváltozott, üveges, összeolvadó szem és szál, amelyek közt csak kivételesen lehet egyes, 60 μ körüli eredeti egyént felismerni. Köztük agyagos részek is vannak, amelyekről nehéz megkülönböztetni az elváltozott üveget.

Egy negyedik megvizsgált tufában (505 P.) már kevés, 200 μ -ig emelkedő *plagioklas* is előfordul, továbbá a kristályospala töredékei közt elkaolinosodó apró földpát szemek is vannak. A horzsakő részek közül is felismerhető ritkaságként 200 μ -nyi magános szál. Apró agyagos morzsák vannak benne, azonban mészkő hiányzik.

A Kövestető (Pietris) tufavonulata folytatásában a Sós-patak (Sereti) jobboldalán a *Tekenőnek* nevezett oldal 305 és 309 magassága közt levő tufavonulat is az előbbihez hasonló sűrű, réteges

tufa, amelynek fajtái közt a fehérebb, tisztább, keményen összeálló tufa (508 P.) kissé likacsos és mikroskoppal egyes $\frac{1}{3}$ mm.-nyi horzsakő darabokat látunk benne a hasonló nagyságig emelkedő és említésre méltó mennyiségben inkább csak egyes csomókban előforduló vulkáni *földpát*, *quarc*, *biotit* mellett. Sokkal apróbbak, 50 μ -nyiak, és igen kis mennyiségben fordulnak elő az alaphegység homokszemei és esillámszáalai. Az agyagos közbe szorult zárvány is kevés, úgy hogy elég tiszta vulkáni agyag ez. Pici, utólagosan kivált mészpont csak ritkaság számban van benne.

Ennél finomabb szemű porcellánnemű és a mikroskop tanúsága szerint kissé agyagosabb a másik megvizsgált kőzet (507 P.), amelyben 200 μ -ig emelkedik a vulkáni *földpát*. Egyébként finom agyagos, homokos trasszosodott tufa ez, amelynek csiszolatában egy 100 μ -nyi elquarcosodott, bab alakú növény haránt metszet is került, mészkő és ehmeszesedés azonban nincs benne.

Tovább K-re Köteland-felé eső *Borilla* sűrű kőzetei közül megvizsgált egy példány (509 P.) is az előbbieknak megfelelő, igen finom szemű agyagos tufa, melyet 1 mm.-nyi fehérebb tisztább tufás részek rétegezzé tesznek. Az üvegszemek ebben 30 μ -nyiak és csak kivételesen érik el egyes merev üveglécek a 100 μ hosszúságot. Ezek összekúszált helyzetben vannak agyagos képződménybe ágyazva, amelynek mennyisége rendszeren nagyobb, mint a tufáé. 30 μ -nyi és apróbb esillám, főleg *biotitszálak* vannak ebben és kevesebb 20 μ körüli *quarc*szem. De kivételesen 130 μ -nyi quareszilánk is akad benne, mészkő azonban nem.

Nagyon hasonlít az előbbiekhöz a Borillától D-re, a zsuki *Sóskút* közelében, a Sóskút-patak (Pareu Moratori) baloldalán előforduló sűrű, nem réteges porcellánszerű tufa (510 P.). Ebben 20 μ -nyi üvegszemek vannak hasonló nagyságú régi elváltozott *biotit*, *muskorit* szálakat és *quarcot* is tartalmazó agyagos, szintén fehér részbe ágyazva. A legnagyobb ásvány ebben 100 μ -nyi *muskoritszál*. Az eredeti üveganyag is el van változva, valamint minden egyéb távolról származó finom anyag, de mészkő ebben nincs. Jó példa ez a kőzet az igen aprószemű és keményen összecementeződött tufára.

Előfordul ebben a vonulatban homokos, hullámbarázdás, erősen összetartó kemény tufa is (5577), melyben mikroskoppal azt találjuk, hogy a vékony, 1–2 mm. vastag sávok 200–250 μ -nyi és kisebb, főleg vulkáni *plagioklast*öredékekből, mállott kevés *andesit* morzsából, kisebb mértékben 100 μ -nyi és apróbb mállott kristályos *pala* morzsából, zöld *amphibolt*öredékekből, továbbá átkristályosodott agyagos szemekből állnak, amelyekben veres *zoogló*a 100 μ -nyi

més szemecke is akad gyéren. Az uralkodólag 50 μ -nyi gömbölyű összeolvadó üvegszemek körül is van több-kevesebb átkristályosodó agyagos képződmény.

Ezen a hosszú magaslaton előforduló sűrű, tufás közetről tehát csak a mikroskopi vizsgálat ad felvilágosítást, minek alapján ezek a K-i, úgy látszik fokozatosan finomabb tufaanyagok távoli dacit kitörés hamuja agyaggal és homokkal kevert anyagának bizonyulnak, amelyek leginkább a II. tufavonulathoz látszanak tartozni. A medence szegélyéhez közelebb eső K-i szárnnyban egyrészt meszes, másrészt nagyobb szemű homokosabb anyag is előfordul.

X. A Visa—kolozskorpádi tufavonulatnak és ettől K-re eső tufás rétegeknek áttekintése.

A Kolozs—kötelandi antiklinálistól K-re, annak *sáspataki* erős megkanyarodásától 3 km. távolságban még egy, ennél gyengébb ív alakban haladó tufavonulatot ismerek, amely Kolozstól K-re eső területen — mint már I. közleményemben megemlítettem — rendszeren 20—30° alatt KÉK-re dőlő rétegek egyhangú sorozatával felismerhető. A vonulat É-i részén Visa—Köteland közt, de tovább D-re Korpád határában is nemcsak biztosan megállapítható léte, hanem egységes szintet jelölő vonulata jól vezet ezen a vagy 8—9 km. hosszú területen. Az egésznek hosszúságát Visától Kolozsig vagy 14 km.-re becsülhetjük. Ismerjük meg kissé közelebből ennek a vonulatnak egyes jól látható részeit.

Visától D-re a vízvázasztó 465 m.-nek jelzett magaslátún vagy 40 m. hosszán kifejtett tekintélyes vastagságú tufavonulatot látni, melynek rétegei 45° alatt dőlnek DDK-re. Köztük meszes lerakódások is vannak. Alatta 7 cm. vastag homokkő látszik.

Ennek csapása irányában DNY-felé több helyütt megtaláljuk a tufát, nevezetesen a Kötelandre vezető út mellett, továbbá az út D-i oldalán levő kis erdő szegélyén, de legtisztábban a kötelandi völgy D-i lejtőjén a Voisán legelőn, egy meredek falon, amelynek alján a friss vízmosásban (1907-ben) GAÁL PÉTER földbirtokos úr értékes vezetése mellett a következő feltárást figyeltem meg: A falnak felső részén növényzettől takart rétegek alatt 0.30 m.-nyi horzsaköves tisztábbnak látszó tufa (3710) volt látható, ez alatt pedig 3.5 m. vastag, az atmosphaeriliák hatására darabosan széthulló agyagos tufa következett, hosszú, meredek falat alkotva. Alsó rétegei meghatározhatatlan növénymaradványokat tartalmaznak, helyenként pedig hullámverésre valló diagonális rétegzettséget mutatnak. Ez alatt 0.30 m. vastag nem repedező, tisztább tufa, alatta 0.25 m. agyago-

sabb repedezett tufa és ez alatt az 1 m. vastag főtufaréteg következt, mely alatt már csak 0.20 m. agyagos tufa és 0.25 m. nagyobb szemű tisztább tufa zárta be a tufás rétegek látható sorozatát. Ennek a jól feltárt rétegnek a fekvője is homokkő, mely alatt következő többi rétegeket a felülről leesett törmelékhalmoz takarta el. Ebben a kb. 6 m. vastag tufás rétegsorban tehát sok az agyagos közbetelepülés. Tovább a csapás irányában, a *Dupa Gyál* nevű tetőn 400 m. körüli magasságban ismét feltárva volt az alsó 1 m. vastag tufa (3709), a felette levő, 3 m. vastagságban látható agyagos tufával és a fekvő homokkővel együtt. A rétegek 30° alatt dőlnek DK-re.

Kötelendtől DK-re 1½ km-re a Ruptura DNY-i aljában horzsa-köves tufa van felül. Benne egész 3 mm. nagy horzsakő szálakkal, muskovitos agyagos kőzetben. Alatta 3 m. mélyben tudja GAÁL PÉTER úr a 30–40 cm. vastag „jó követ”. E vonulatot tovább a Gyérespatak-felé lejtő oldalon a tető szakadásaiban és lejjebb a GAÁL-tanya felett ismerem. Innen lehúzódik a *Lárga* nevű földéken a DK-re eső árokba (5575), ahol a felső márgás rétegeken DK-i 9°-os dőlést mértem. Tovább DNY-ra átmegy a Gyérespatak tulsó oldalára és bizonyára a tufa az oka a széles völgy Kötelend alatt látható összeszűkülésének. Újabban azt hallottam a HORVÁTH-tanya tisztjétől, hogy a völgyön átvezető D-i híd lábánál is szálban áll a tufa.

A Gyérespatak völgyének NY-i oldalán a Méneshágótól ÉK-re több elhagyott, benőtt régi kőfejtő nyoma látható e tufarétegek folytatásában. A kötelendi-út felett 8 m.-el, a táborkari térképen is jelölt „palabánya” abbahagyott, bevetett területén 1917-ben tufás márgadarabokat találtam uralkodólag és csak elvétve tisztább homokos tufát. Innen felhúzódik ez a vonulat a 393 és 401 m.-nek jelölt tetőre, ahonnan lekanyarodik D-i irányban a lejtőn. Ennek folytatásaként kell tekinteni a Méneshágótól D-re a 421 m.-es emelkedés K-i oldalán K. *Korpád*-felé húzódo, tekintélyes vastagságú, legnagyobb részében márgás tufavonulatot, amelyik a Méneshágóhoz hasonlóan szélesen terül el a Kontinyített K-i oldalán. Ehhez a tufavonulathoz tartozó leszakadt tufás réteget K.-Korpád alatt, a völgy baloldali lejtőjén az út felett vagy 10 évvel ezelőtt fejtették a kőhányók, ekkor a fagyállóbb tufa (dupla kő) is látható volt az agyagosabb tufa alatt 57° alatt ÉK-re dölve.

Ki kell emelnem, hogy Korpádtól É-ra eső ezen a lejtőn rendkívül sok, többnyire sűrű, sokszor márgás tufát találunk, ami részben leesúszott, vagy a víztől lehordott tufa. A falu végétől ¾ km.-re a lejtő közepe táján egy vízmosás kezdetén legutóbb vagy 6 m. vastag,

uralkodólag márgás, felső 1·5 m.-nyi részében horzsaköves, biotitos tufaréteget találtam, erősen begyűrve márgás, homokos rétegek közé, amelyek 82° alatt dőlnek NyÉNy-ra. Felette a lankás tetőn is nagy területen tufa van és pedig alól a horzsaköves, biotitos tufa. Itt tehát legyezőszerű szerkezetű antiklinálisnak egy részlete látható, amelyik töréssel határolódik a völgy tulsó oldalán kezdődő táblás terület felé. Ez a szerkezet érthetővé teszi a Korpád és Méneshágó közti feltűnően sok tufa előfordulást. A márgás részen kívül a tetőn is van tisztább, horzsaköves és homokos, finom, réteges tufa (7171), ami további folytatásában, a 431 m.-nek jelölt magaslattól D-re a Rota kőfejtőjében 25° alatt dől KDK-re.

A dacittufának elég hosszú összefüggő vonulata következik tovább K.-Korpád falu É-i oldalán a Kereszthegy és Szőlőtető gerincén is. A Rotától Ny-ra levezető út melletti feltárásban az agyagos rétegek alatt a vagy $\frac{1}{4}$ m. vastag, elég tiszta tufa (3705), alatta pedig vagy 3 m. vastag összehasadozó, agyagos tufa volt 10 évvel ezelőtt látható. A rétegek KDK-re dőlnek 30° alatt.

Egészen hasonló rétegsor fordul elő K.-Korpád felett a tetőn az elhagyott tufabányában, ahol 1907-ben felül láttam egy fél métert se tevő tisztább dacittufát, alatta a tufás márgát, melynek dőlése K-i 25°-os. A kőbányától Ny-ra a tetőn azonban ellenállóbb biotitos földpátos sok vulkáni quarcot tartalmazó dacit ásványtufacserepet is találtam legutóbb (7302). Innen lekanyarodik ez a tufavonulat a szántóföldeken át, GÁÁL PÉTER úr vendégszerető háza kapujához és onnan úgy látszik fel a 436 m.-el jelölt magaslát felé, melynek aljában üti ki magát a horzsaköves tufa (7177). Ebből a szakaszból csak a Szőlőnek nevezett szántóföldön találtam 1917-ben egy jobb feltárást, melynek az antiklinális boltozathoz tartozó rétegei K-re dőlnek 16° alatt (7172). Ez a vonulat további lefutásában a kolozsi Bäteleg-Lárga-tanyai vonulatnak tart és abba látszik átmenni.

A Visa-k.-korpádi tufavonulattól K-re egészen véve táblás településben ismerem a tufás rétegeket Mősig. Ennek a nagy területnek K.-Korpád és Kötelend határába eső Ny-i szegélye érdekel itt bennünket közelebbről, tehát egyrészt a Magyaros (455) — Botos (403) másrészt a Neted (466) — Ruptura (443) vonulatának tufái.

A *Magyaros-Neted*, vagy helyesebben a korpádiak szerint *Hideg-oldal (Recsa)*¹ vonulata tufáinak geológiai helyzetét legjobban a *Lárga-tanya* felett ÉNy-on a táborkari térképen is megjelölt „Schiefer

¹ T. i. É-ra lejt és rétegeinek ÉNy-i dőlése következtében nedves, tehát hideg terület.

Stb.-ban ismerhetjük meg, ahol 1917-ben csak a felső 1.5 m. vastag sűrű, világos szürke színű tufát és alatta 4 m. vastagságban barna agyagos kőzetet lehetett látni (7173), szintesnek mutakozó településben. Az egész vonulat azonban azt mutatja, hogy itt enyhe ÉNy-i dőlést kell feltételeznünk. 1910-ben ez alatt lévő szőlő homokos rétegein, amelyek gipszet is tartalmazó márgával váltakoznak, É-i 4°-os dőlést mértem. A „pala fejtő”-től Ny-ra azonban a korpádi átjáró felé és közelebb Korpádhoz a *Legelőnek* nevezett területen szétszakadozva és levetődve a mélyebb homokos és tisztább tufák is a felületre kerültek. Helyenként itt 10 m. vastagon is elfenődve tufás kőzetek és pedig főleg tufás márga alkotja a meredek lejtőt, a tisztább tufában 1 mm.-nyi horzsakőszemek, a homokosban pedig opálos részletek is előfordulnak, valamint vékony, merev, homokos sávok.

Ennek a tufás táblának leszakadt, lecsúszott rétegeit találjuk a Hidegoldal egyes lépcsőfokaiban a Botosig nagyon különböző magasságban. Egyes helyeken kitűnő forrásvizet ad e tufa, minő a Reesa rumunyaszka, melynek irányában nagyon mélyen, az országúttól vagy 400 m. távolságig leszakadt a tufa. Ez a tufa van a korpádi úttól K-re eső 393 m.-es domb tetején is. Sokkal épebb a Magyaros-Botos tufa táblájának K-i szegélye, amelyet a „palakő-fejtő”-től É-ra hosszú vonalban lehet követni.

Hasonló táblás helyzetű tufás réteget sikerült a *kályáni vámon* és Gyérespatakon túl húzódó *Nedel Ruptura* vonulatában is ki-nyomozni. Ennek D-i része a HORVÁTI-tanya alatti terület le van vetődve. Az eredeti helyén levő tufát a tanya felett levő erdőske felső szegletén és tovább É-ra 430 m. körüli magasságban a szántó-földön találjuk meg, homokos rétegek és homokkővek társaságában. Itt is a Hidegoldal tufáihoz hasonló sűrű tufás márga, horzsaköves és homokos, némelykor réteges tufák fordulnak elő (7184), anélkül, hogy e művelt területen összefüggésüket valahol látni lehetne.

A Ruptura 443-as tetejétől DK-re $\frac{1}{4}$ km.-re is megtaláltam a szántóföld rögei közt a tetőn a tufát és az alatta következő sárga, muskovitos homokkőből néhány *Errilia podolica* Eichw kagylóhéjat sikerült kiválasztanom. Ennek alapján tehát a homokkő felett levő tufás réteg már a *sarmata emeletbe* tartozik. A rétegek településének meghatározására itt nincs alkalom. Tekintetbe véve azonban azt, hogy a vonulat K-i lejtője a nedvesebb, ezen vannak nagyobb szabású csúszások; hogy K-i szomszédján az *Agyagos domb* tetején a páratlan szépségű földcsúszások felett 420 m. magasságban találunk hasonló tufás rétegeket, itt már nem Ny-i, mint a Hidegoldalon, hanem

ellenkezőleg K-i enyhe dőlést kell feltételeznünk. Az Agyagos domb vonulatának D-i lejtője a nedves, itt vannak a legszebb szakadások és csúszások, amelyeket az Erdélyi Medencében ismerek, az É-i lejtő száraz és csúszásmentes éppúgy, mint az Agyagos domb É-i szomszédjának, a bárói oldalnak is a D-i a tetőn levő Frinkujtóval kezdődőleg nedves és szakadásos, csúszásos a D-i lejtője.

Az *Agyagos* dombnak szakadásain, ezeken a vagy 80 m.-re becsülhető függőleges feltárásokon látjuk, hogy a tufa alatt itt is sárga homokkő réteg következik vagy 10 m. vastagságban, mi alatt a homokos rétegek kékes márgás rétegekkel váltakoznak vagy 12 m. vastagságban. Ez alatt kékes márga következik, fehér sós kivirágzással, amit már bizvást *középső miocén*nek (felső mediterrán) vehetünk.

A *Magyarós—Ruptura* vonulatától K-re *Mocsig* terjedő táblás területre vonatkozóan általános vonásként álljanak itt a következők: A felső tufaréteg Béré ÉK-i határában 500 m. magasságban húzódik. Ettől DK-re 3 km.-re Vajdakamaráson ezt a tufaréteget már 400 m. és tovább 3 km.-re Mezőgyérestől Ny-ra 340 m. magasságban találjuk, ahol aztán K felé lassanként a jelenlegi vízszín alá jut. A Ny-i szegélyén azonban ez a tufaréteg megtartja előbbi magasságát, sőt D-i irányban Kolozs felé kissé emelkedik is, amennyiben Magyar-kalyánon 530 m. magasságban ismerem. De ettől K-re Magyar-szováton rendkívül érdekes csúszási sorozaton át szintén süllyed annyira, hogy a községben már csak 370 m. a magassága. Innen É felé további lassú eséssel átmegy a Mezőgyérestől Ny-ra említett, 340 m. magasságban a felület alá kerülő tufarétegre. E felett 420 m. magasságban a Mezőgyéres K-i oldalán az országút felett kö-fejtőben feltárt homokkő rétegek TELEGDÍ ROTH LAJOS¹ szerint a moci határban hasonló rétegben talált *Tapes gregaria* PARTSCH alapján a sarmata üledékek képviselői, ami felett következő „növény-foszlányos, agyagvaskő-gumós és homokkő-gömbös rétegek pannoniai pontusi korúak”. Én 1907-ben láttam ezt a feltárást, melyre vonatkozólag a következőket jegyeztem fel: A fekete humusos talaj alatt 5 m. vastag laza homok van concretiokkal, ez alatt pedig 3-50 m.-nyi vastag agyag és homokos agyag, amelyik az alatta következő, hullámos felületű, több m. vastag tufás rétegsorra (3717 b.) rakódott, melynek fenekét nem látni. Az agyagos részben apró vasborsók, de növény lenyomatok is vannak. Vasas meszes concretiók a tufában is előfordulnak egyes márgás részek körül.

¹ T. ROTH LAJOS. Mocs község környéke. Földtani Közöny. 1914, 401 l.

Dr. BÖCKH HUGÓ antiklinális térképén sem látunk K.-Korpád—Visától K-re eső területen Nagysármásig antiklinálisokat feltüntetve. 1913. évi jelentésében írja (16 l.), hogy „Kolozstól keletre Felsőszovát és Magyarkalyán táján egymás fölött két dacittufa jelentkezik egy alsó vastagabb és ca 10— (bizonyára 100) 120 m.-rel felette egy vékonyabb 2—3 méter vastag. Az innét keletre fekvő területeken már sarmata üledékekre akadunk“. Tovább a 28., 29. lapon pedig az áll, hogy a Felsőszovát körül és az attól É-ra nagy elterjedésben észlelhető dacittufák 2—3,5 m. vastag vonulata felett levő rétegek már sarmata korúak. E felett 500 m.-re következik a pusztakamarási tufa, amelyik a sármási boltozatban megint a felszínre kerül.

A Visa—kolozskorpádi antiklinális vonulat és a Magyarós-Botos tufáinak mikroskopi képe.

A vonulat Visa—kötelendi részéből a D-i szárnyon levő Voisanfalból mikroskoppal megvizsgáltam az alsó homokos réteget, valamint a felette levő tisztább tufát és az agyagos tufát (3710).

A homokkő (3710 a.) szabadszemmel nézve aprószemű, sűrű, szürke kőzet, amelynek rétege síma felületén hieroglyphyszerű kiemelkedés látszik, minek következtében Kolozsvár környéké opálos homokkővét juttatja eszünkbe. Mikroskoppal uralkodólag 150 μ -nyi de kivételesen 1 mm.-re is emelkedő vulkáni földpátszemeket találunk benne, amelyek közt csak nagyon alárendelt mennyiségben fordul elő a némelykor üvegzárványt is tartalmazó *quarc*. Az üvegzárványos földpátok közt *andesint* (Ab , An_2) és *oligoklast* sikerült meghatározni. Ezeken a vulkáni ásványokon kívül az előbbiekkal megegyező nagyságú *horzsa*kőszálak, ebben veres zooglóa féle képződmény is akad gyéren, továbbá *biotit*-, *magnetit*szem.

De vannak benne bőven kristályos palamorzsák, zúzott *quarc*, *muskovit*, gyéren *epidot*, barna színű, kék foltos *turmalin*, továbbá harmadik időszakú mészkő és meszes homokkődarabkák is. Akad benne továbbá barna színű, pozitív karakterű *sphaerolithos* töredék, némelykor rövid, merev *trichit*képződménnyel, több földpátléces (1^a , $1\frac{1}{2}$ elsötétedésű) *andesit*féle alapanyag, 50 μ -nyi *zirkont*töredék. Mindezeket finom amorph, bizonyára eredetileg tufa porból származó anyag köti össze.

Látnivaló tehát, hogy ez a kőzet lényegileg vulkáni ásványos homok, régibb kőzetekből származó tisztátalansággal, amelyik több rokonyonást árul el Kolozsvár környékén a sarmata homokkő alatt előforduló középsőmiocén homokkővel.

E felett 1—2 mm.-nyi vastag, merev rétegenként változó fehér

és szürke színű tufa következik, melynek némely rétegében növény-töredék-maradványok is láthatók (3710 b.). Ez mikroskoppal nézve 30—150 μ -nyi fehér üvegszemek-, szálakból áll, beágyazva sárgásbarna amorph agyagos anyagba. Helyenként sárgás *horzsakőt* töredékek is előfordulnak ezen barnás agyagban. Ezeknek rétege váltakozik olyan rétegekkel, amelyekben az előbbi amorph, csak igen kevés át-kristályosodni kezdő anyaggal vele egyenlő mennyiségű, sőt helyenként még több, 100 μ és kisebb, nagyobbára kristályospalahegységből származó morzsák, köztük elég sok mészkő, *chlorit* stb. keveredik.

E felett olyan szürke, nem réteges, nagyobb szemű *horzsaköves* tufa következik (3710 c.), amelyben mikroskoppal körülbelül a kőzet felét találjuk sokszor rendkívül szeszélyes alakú szálakká szakadt üvegfonalakból és kivételesen egy mm.-t is elérő, nagyon vékony szálakra felfűjt *horzsakő*ből állva, amely nálánál vékonyabb, kb. a kőzet $\frac{1}{3}$ részét kitevő barna színű, átkristályosodó agyagos üledékbe van rendetlenül beágyazva. A kőzet többi része többnyire régi származású homok, mi között a legnagyobb zúzott *quarceszem* 200 μ nagyságot ér el, ezenkívül kevesebb *muskorit*, *biotit*, *mészkő* és *földpát* is van vele. Az apróbb morzsák 40 μ -nyiak, de van kevés 100 μ -nyi agyagdarabka is benne. Helyenként annyira felszaporodnak ezek az apró, egész 100 μ -ig emelkedő homokszemek, hogy a kőzet felét is kiteszik, másutt azonban alig $\frac{1}{10}$ részre becsülhető mennyiségük. A *horzsakő* szálai helyenként zöldes színűek és gyengén átkristályosodott negatív karakterű rostokat árulnak el.

Hasonlít az előbbihez ennek a vonulatnak folytatásában a *Dupa Gyál* nevű dombrésztől származó, kevés nem merev rétegeességi sávot mutató tufa (3709), melyben 1 cm. nagyságot is elérő fehér legömbölyödött *horzsakő*szemek vannak beágyazva, miből a közeli visai kitérésből való származásra következtethetünk. E kőzet felületét meszes kivirágzás borítja.

Mikroskoppal is hasonló alkotórészeket találunk, t. i. hasonló szeszélyes alakú üvegtöredéket, veresesbarna vagy sárga, helyenként átkristályosodó agyagba ágyazva, továbbá 100 μ körüli kristályospalamorzsákat, ezek közt uralkodólag *quarcot*, *muskoritot*, *biotit*-foszlányokat, *sericitesedő földpátot*, de 40 μ -nyi *gránátszem*et, apró *mészsze*meket és *homokkő* darabkákat is. A homokos és tisztább üveges rétegek helyenként egy mm. vastagságban váltakoznak benne. Ezek a finom *horzsaköves* tufák tehát sok hasonlatosságot árulnak el a kolozsvári felső tufákkal.

Lényegileg megegyezik az előbbiekkal tovább a vonulat mentén a *Gyércspatak* felső összeszűkülésénél a jobboldalon a GAÁL-tanya

közeléből származó (5575) horzsaköves tufa. Ebben a szarvasaganes-féle szilánkként is szereplő fehér üvegtöredék erősen átkristályosodott színes, apró mészszelemeket tartalmazó agyagos részbe van ágyazva, amely tehát inkább márgának nevezendő. Benne kevés apró negatív karakterű sphaerolithos gömb is akad. Az idegen homokszemek ebben is kristályospala hegységből és homokkőből származnak.

Köteland határából a községtől É-ra eső területről az antiklinális tulsó szárnyából származó vékony, szürke tufa (3711) főleg abban különbözik a D-i vonulatétól, hogy azénál jobban össze van nyomva és jobban el van változva. Mikroskoppal azt látjuk rajta, hogy az egykori üvegszelemek nemcsak szerkezetüket, de külső körvonalukat is elvesztették. Egyes helyeken nagyon vékony *tridymit*-féle, hosszukban nagyon gyenge, negatív karakterű kettőstörést mutató lemezek vannak benne, másutt pedig agyagos részek.

A kristályospala morzsák: *quarc*, *muskovit*, gyéren *földpát*, 40–100 μ -nyiak és helyenként a kőzet $\frac{1}{3}$ részére is felszaporodnak. A tulsóoldaliakkal szemben a mállott állapoton és apróbb szemeken kívül különbség a mészkő hiánya. A DK-re eső partszegélytől távolabb rakódott le ez a tufa, mint az előbbie.

A D-i szárnyról Visától D-re a 404 m.-nek jelzett dombról egy sűrű fehér és sárga színű tufát vizsgáltam meg, amely apróbb szemű, főleg régi *quarc*szemekből, muskovitből, kevés plagioklasból álló szennyes sárga színű *quarc* homokkővel együtt fordul elő, melyben nincs tufaanyag. A sárgás színű tufa (5148) mikroskopi képe a következő: Egész $\frac{1}{2}$ mm.-nyire emelkedő mállott horzsaköves darabkákat látunk benne, amelyek egyéb üvegtöredékekkel együtt az uralkodó részét teszik e kőzetnek, csak helyenként válik a vele társuló agyagos rész uralkodóvá. Ezenkívül alárendelt mennyiségben különböző, de helyenként $\frac{1}{3}$ térfogatot kitevő apróbb ásványszemek vesznek részt a kőzet alkotásában, amelyek legnagyobb részt zúzott *quarc*szemek, *muskovit*foszlányok többnyire 100 μ -nál nagyobb mérettel, tehát régi származásúak. De vulkáni *földpát* is van köztük, nagyobb mennyiségben üvegzárványos és kevés *magnetit*tal, továbbá 100 μ -nyi barna, átkristályosodó finom homokos agyagdarabka.

Sokkal apróbb szemű a másik, szabadszemmel nézve kőedényre emlékeztető fehér tufa (513 P.), melyben már csak a legnagyobb ásványtöredékek érik el a 30 μ nagyságot. Legtöbb benne az ásványok közül az apró, kb. 10 μ -nyi *quarc* és *muskovit*szál, de ezek csak vagy $\frac{1}{3}$ részét teszik a kőzetnek, 3 μ vastag és 22 μ hosszú *rutiltöredék* és kevés magános, megviselt veres penészféle gömb is

akad velük. A kőzet uralkodó anyaga apró üvegtöredék, ami a felismerhetetlenségig össze van tapadva egymással és a közé került agyagos részekkel. Utóbbiakat gyengén sárgás színükről és az üvegnél kissé erősebb fénytörésükről lehet gondos vizsgálás mellett helyenként 30 μ -nyi foltocskákban felismerni. Ezek a legtöbb helyütt amorph anyagként olvadnak össze, amelyen szétszórt fényében hullámos hálózatot veszünk észre. 25 μ körüli finom homokos sárga színű agyagos morzsák elég nagy számmal fordulnak elő. M é s z k ő töredék ezekből a sűrű kőzetekből is hiányzik.

Az antiklinális délibb részének keleti szárnyáról, a Gyérespatak baloldali területéről mikroskoppal megvizsgáltam a Kolozsorkopádra vezető út elágazásával szemben eső Szőlős (Zsie) kőbányája két tufaféleségét. Az egyik (3706 b.) fehérebb, nagyobb szemű likaesos horzsaköves tufa, melyben egyes 1 mm.-nyi, sőt helyenként még nagyobb, erősen felfűjt horzsakő darabkát veszünk észre, összekúszált helyzetben. Ez nagysága- és erősen felfűjt állapotával hasonlít a feleki tető közeléből leírt (II. közlemény) magasabb szintű tufához. Ezeknek és a sokkal nagyobb mennyiségben szereplő apró horzsakő-töredékeknek halmazába d a c i t ásványmorzsák, főleg üvegzárványt is tartalmazó, gyakran zónás *plagioklasok*, kevesebb *quarc*, *biotit* van egyenetlenül elhintve. A földpátok közt *oligoklas-andesint* (Ab_2 , An_1) és *labradoritot* határoztam meg. Ilyen földpátokat fogok később a visai kitörési-központból leírni. Elég tiszta vulkáni termék tehát ez a tufa, amelyben azonban van kevés, de vékony rétegenként felszaporodó, sőt némelykor erősen uralkodóvá váló, 100–200 μ -nyi kristályos pala morzsa is. Ezek tehát a hamu hulláskor időnként nagyobb mennyiségben szállítottak a tufalerakodás helyére. Gyéren rhyolithféle és egyéb idegen eruptív morzsa is akad benne.

A másik sűrűbb, apróbb szemű és sötétebb szürke, nehezebb agyagos kőzet, amely mikroskoppal összekúszált üvegszálak elmállott halmazának látszik, agyagba beágyazva. A h o r z s a k ő is átkristályosodott pozitív karakterű agyagos rostokká. Ebben is van 100 μ -nyi ásványszem, egyenetlenül elhintve.

A *kolozsorkopádi Kereszthegy* Ny-i oldalán levő feltárásból az előbbihez, de még inkább a kötelandi GAÁL-tanyától származó (5575) tufához hasonló, de annál nagyobb szemű szürke, rétegzetlen tufát vizsgáltam meg. (3705). Ebben mikroskoppal fehér, íves szegélyű üvegdarabok és nagyon felfűjt, kivételesen 1 mm. hosszúságot is elérő, rendszeren 1–200 μ -nyi horzsakőszálak halmazát látni felfüggesztve vereses, részben átkristályosodó agyagban. 200 μ -ig emelkedő nagyobb földpát, *quarc* és *biotit* is van benne, amelyek közül

egyik *oligoklas-andesinn*nek bizonyult. Ezeken *ja* vulkáni ásványokon kívül nem sok, 50–100 μ -nyi, részben zúzott, tehát régi *quarszem* is van benne, ami csak helyenként szaporodik fel kissé. Tehát aprószemű, homokos, agyagos tufa ez is.

K.-Korpádtól K-re a Magyaros lárgai nagy bányájából származó (670, 671 P.) tufák közül az egyik rétegzettséget árul el. Mikroskoppal nagyon finom tufás agyagnak bizonyul ez, amennyiben a nagyon mállott dactüveg csak vagy $\frac{1}{4}$ részét teszi a kőzetnek, amely uralkodólag erősen átkristályosodott agyagból áll, melytől sokszor nehéz az eredeti üveget is megkülönböztetni. Ebben az agyagos részben 30–40, csak kivételesen 60 μ -nyi *quarc*, fehér *csillám* és márgás darabok is vannak. Egyébként a kristályospalából származó homokos szemek igen kis mennyiségben, tán vagy $\frac{1}{10}$, vagy még kisebb részét alkotva a kőzetnek fordulnak elő és csak helyenként szaporodnak meg kissé. Hasonlít ehhez a másik idevaló kőzet (671), amelyben többnyire 150 μ -nyi vékony, ágas üvegszálakat lehet látni vagy $\frac{1}{4}$, sőt kisebb mennyiségben, de azért 200 μ -nyi vulkáni *földpát* is akad benne. Barna csillámosan átkristályosodó, apró homokos agyag az uralkodó és csak nagyon kevés kristályospalamorzsát, ritkán 60 μ -nyi *muskovitszál*at, kevés mészkövet látni benne.

A Lárgatanya felett ÉNy-ra emelkedő tufás vonulat uralkodó, vagy 4 m. vastag tufás márgájából megvizsgáltam egy sötétszürke színű, sűrű, kagylóstörésű kőzetet (5037 b.), amelyben a 60 μ -nyi és kisebb mállott üvegszilánkok szerepe nagyon alárendelt, amennyiben a kőzetnek nem több mint egyhatod részét teszik. Agyag a főrésze a kőzetnek, amelyben apró mészkőszemecskék is vannak, továbbá sok 30–40 μ hosszú *csillámszál*, ellenben *quarc* csak nagyon ritkán. Az agyagos részben van 12 μ széles szíromszerű, negatív karakterű *sphaerolith* is.

Ezzel kapcsolatban van itt többféle ilyen apró, csillámos márgába ágyazott, üvegszilánkokat tartalmazó, fehérebb színű kőzet. Ezek egyike (5037 a.) 150 μ nagyságot elérő, (üvegzárványos tehát vulkáni) *földpát*ot, *quarc*ot, *biotit*ot és kevés *magnetit*et tartalmaz. A legnagyobb horzsa $\frac{1}{2}$ mm. nagyságot ér el. Némely *plagioklas*a elmeszesedik. Az agyagos részben helyenként apró, ferdeágú, negatív karakterű *sphaerolith*os szerkezetű gömböcskék is vannak, globigerinához hasonló nagyobb gömbökkel. Az alaphegységből származó ásvány- és kőzetmorzsa ezek között kevés és 30 μ -nyi *quarc* is akad benne.

A Magyarostető táblájának ÉNy-i leszakadt szegélyéhez tartozó Reesa rumunyászka táján, az árok jobbpartján, az úttól vagy egy

fél km.-re, vékony homokos rétegekkel tarkázott sűrű tufa van, amely átmegy durvább horzsaköves tufába (3708). Ebben finom fehér száalakkból álló horzsakő és zömökebb üvegek 100–150 μ hosszú darabkái kb. kétszer annyi agyagba vannak ágyazva. Az üveges képződményeknek csak széle van pozitív karakterű rostokká átkristályosodva. Az üveges részekben kevés, egy esetben *andesinn*nek bizonyult *földpát* is előfordul. A földpátok $\frac{1}{3}$ mm. nagyságot is elérnek és némelykor nagy üvegzárványt tartalmaznak. A homokos zónában 100 μ körüli nagyságú kristályospalamorzsa van nagyobb mennyiségben.

Ennek az ároknak bal oldaláról megvizsgáltam egy másik réteges sűrű tufát (3707). Ez hasonlít az előbbihez, de annál mállottabb és apróbb szemű, amennyiben csak egyes nagyobb fehér üvegszálak és horgos üvegdarabok érik el a 100 μ nagyságot. Az agyagos rész legalább is kétszer annyi, mint az üveg. 40–50 μ -nyi kevés régi ásvány, ezek közt *muskovit* is van benne nem nagy mennyiségben.

A k.-korpádi tufavonulat Kolozs határában a Báteleg gerincén (6453, 6454, 7177) lehúzódní látszik a Lárge-tanyához, melynek folytatása a tetőtől ÉK-re a kolozsi-völgy jobb oldalán vonúl fel a Magyaros K-i szomszédjára. (5276).

A vonulat ezen részén durvább, idegen homokkő darabokat és mészkövet is bőven tartalmazó ásványtufa fordul elő, amelynek vulkáni ásványai közt nagy mennyiségben zónás és különböző plagioklasztajtához: *andesin-oligoklas*, *labradorit*, tartozó földpátok, *biotit*, *quarc*, *magnetit* *apatit* zárvánnyal, gyéren *amphibol* és *zirkon* is, tehát azok az ásványok szerepelnek nagyban, amelyeket a visai eruptív központban fogunk megismerni. Ezek mellett amorph tufás anyag is van kb. $\frac{1}{3}$ mennyiségben. Az idegen alkotórészek közt nagy szerepet játszó mészkövek részben harmadszaki kővületes töredékekek, részben tömör, tán mesozoos mészkődarabok. De a mészkőnél is több ezekben rendesen a kristályospalahegységből származó zúzott *quarc*, *muskovit*, paladarab, gyakran sericitesedő régi *földpát*, ritkábban *quarcit* szemecske. Apró *quarc* homokkő, némelykor elmeszesedve, utólagos mészkiválás, de a mészkődarabok felületi feloldódása is elég közönséges jelenség. Az ásványszemek nagysága uralkodólag fél mm.

Ezek alapján nem azonosíthatjuk az előbb tárgyalt finom tufák csapásába eső ezeket a dacittufákat az előbbiekekkel, hanem inkább a mélyebb (II.) tufás csoporthoz kell őket sorolnunk. Tehát a k.-korpádi völgy mentén a Kötelené K i oldalán emelkedő Rupturáig ezen az alapon is vetődést kell feltételeznünk. Nevezetes körülmény az is,

hogy a Báteleg tufavonulata nincs ráncosodva, hanem táblás településsel húzódik a Lárge-tanya házaskertjének DK-i sarkához. Tehát hasonló a települése, mint a Magyaros tábla III-ik tufarétegeé, amelyik 120 m.-el következik felette.

XI. A visai kitörési központ dacittufás kőzetei, stratigraphiai és tektonikai áttekintéssel.

Ebben a közleményemben részletesebben tárgyalt terület egyik legérdekesebb helyéül ismertem meg a Kolozs—kötelendi antiklinális ÉK-i vége irányában, Visa község ÉK-i végén TELEKY GÉZA gróf birtokába eső kb. 380 m. magas Surlódombot. Innen 1910. tavaszán hozott először anyagot segédem Dr. PAPP SIMON, amelyek közül a 8 cm.-nyi eruptív darabokat is tartalmazó breccciában (512 e. P.) és a többi durva ásványostufa üledékben azonnal felismertem e hely eruptív centrum jellegét. Később 1910. év őszén és újabban ismételve magam is meglátogattam e szántóföldül használt dombot, melyen minden feltárás híján csak azt lehet látni, hogy legalól homokos a talaj, azután finomabb és durvább tufa következik, amely a D-i oldal lankásabb lejtőjén mutatkozó megszakítás után, ami apróbb vetődésnek felelhet meg, márgás kőzet közbetelepülésével ismétlődik, úgy hogy a domb felső részén is van durva breccia. Összefüggő nagyobb eruptív kőzetdarabot is találunk itt, amelyben nagyobb márgatöredékek vannak. A durva breccia vastagsága vagy 6 m.-re becsülhető. Chalcedonos erek járták át helyenként ezeket a különböző kőzeteket, ami az Erdélyi Medence kitörési központjainak — úgy látszik — rendes járuléka. A nagyon sokféle klasmaticus anyag változatosságát fokozza az, hogy az előbbiekkal rendkívül aprószemű, majdnem kőedényféle fehér tufa is fordul elő. (5274). Uralkodólag durva dacitüledéket találni a Surló ÉK-i végén a Köriserdő Ny-i szöglete irányában és a Körisvölgy felé vezető lejtőn, ezek között zöldes színű tufadarabokat, a minők Ds tufái között fordulnak elő nagy mennyiségben és kiesiben az apahidai MÁV. állomás ásványtufájában is. Nagyon laza likaesos terület ez a vulkáni gázaktól erősen felfújt és részben durva explosiós termékekből felépült domb, mint ilyen kitűnő tanyául szolgált 1910. száraz őszén a nagyon elszaporodott egerhadnak.

A Surlódomb É-i szomszédságában emelkedő Sós hely oldalon már semmit sem találunk ezekből a durva tufákból. Ennek alsó részén konyhasós kivirágzásos márgát találunk és leginkább csak tetején lehet kinyomozni egy vékony fehér dacittufaréteget, melynek vonulata alatt a DNy-i szögleten DNy-i 3°-os dőlést mértem. Ha ez a település

nem is egészen megbízható, a Sós hely egészbenvéve táblás szerkezetet árul el. BÖCKH HUGÓ dr. térképéből is azt kell következtetnem, hogy erre nem folytatódik tovább az antiklinális, mint ahogy D- és DK-re sem. Magyarkályán, továbbá Béré, Vajdakamarás, Mezőgyéres, Mócs felé sinesenek ráncosodva a miocénrétegek. Tehát a visai kitörési hely is éppen úgy az eddig tárgyalt kolozsvári medence szegélyén látszik esni, mint ahogy a kolozsi Farkascsúp és Kolozsvár—Bács környéki dacitufát szórt vulkánok is ennek a medencének a szélén estek.

A visai Surlódomb kőzetei, mint már említettem, szövetüket tekintve rendkívül változatosak. De a változatosság kiterjed magára az anyagra is, amennyiben a közönséges biotitos dacitokon kívül vannak itt olyanok, amelyekben már szabadszemmel sok *amphibol* látszik. Ezek vagy egészen eruptív anyagból állanak, vagy üledékes anyag is keveredik hozzájuk. A vulkáni kőzetdarabok nagyságát tekintve, van ezek közt 8 cm.-nyi töredékeket tartalmazó durva breccsián kezdődve a legfinomabb pelites üledékig mindenféle képződésű, valamint a majdnem tiszta ásványtufa és a tiszta üveg-tufa közt teljes átmenet is.

12 darab kőzetet és belőlük készült 17 vékonyesiszolatot vettem innen részletesebb vizsgálat alá. Ezeknek tulajdonságai azonban annyira változnak, hogy külön kell számot adnom róluk. Elsőnek egy fehér, de felületén limonittal festett egész 7 cm.-nyi legömbölyödött *amphibolos*, dacitdarabokat tartalmazó, helyenként likaesos és 3 cm.-nyi lithophysa-féle rózsákban dudoros postvulkános termékekkel bevont dacitbreccsiát (512 e.) óhajtok bemutatni. Vékony esiszolatában nagyon változatos alkotórészeket találunk, nevezetesen elagyagosodott finom üveg-tufát, durva tufarészeket, ásványtufát, továbbá sphaerolithos új képződményeket. Az elagyagosodott, átkristályosodott horzsaköves darabok közt vannak 2 mm. hosszúak is, a tufás részbe pedig egész 30 μ vastag agyagos sávok vannak belesodorva. Előfordulnak e kőzetben másfél mm. nagy *quarszemek*, valamint $\frac{1}{2}$ mm.-nyi sphaerolithos quareképződmények is, utóbbiak hydrothermalis kiválásnak eredményeként. Az agyagos kihúzott részeket a kanadai balzsamnál gyengébb fénytörésű, egyközösen sötétedő, hosszukban a hasadás szerint negatív karakterű (földpát féle?) képződmény veszi körül.

Az ásványtufás részletnek körülbelül a fele 1 mm.-nyi ásványból: *plagioklas*-, *amphibol*-, *quare*ből áll. A földpátok gyakran zónás szerkezetűek, barnás negatív kristályalakú üvegzárványt tartalmaznak gáz-buborékokkal, valamint *apatit*ot és apró *amphibolt* is. A földpátok

fajtájai közül *andesint* és *andesin-oligoklast* határoztam meg egyik $1\frac{1}{2}$ mm. nagy, zónás szerkezetű töredékben. Általában az *andesin* uralkodik. Egyik nagyobb földpátban 15–20 μ -nyi és nagyobb *quarc*-morzsák vannak, amelyeket átkristályosodó agyag vesz körül, amelyben apró üvegtufaszálak is vannak. A zöldes-barna színű *amphibolok* hornblendék, amelyek apatitzárványt tartalmaznak. $\frac{1}{3}$ mm.-nyi sonkaesont alakú üvegszál és átkristályosodott agyag van közte. Az agyagos részekben régi zúzott *quaretöredék* is előfordul, amelynek részei sugarasan kezdenek rendezkedni, sőt a környező agyagos részt is áthálózza az újabb sugaras *quarcos* képződmény. A pneumatolytos működésnek sok terméke látszik ebben a *chaoticus* kőzetben.

Az előbbihez hasonló, de kisebb 1–2 cm.-nyi, kissé horzsaköves szerkezetű porphyros kőzet darabokat tartalmaz egy másik sárgás színű, szintén nagyon likaesos tufa (512 d.), amelynek porphyros ásványai közt kevés *biotit* és *amphibol* is lehet gondos vizsgálattal a földpáton és *quarc*on kívül találni. Mikroskoppal azt vesszük észre, hogy a kőzet sárgásabb része szintén ásványos tufa. Ennek 100 μ nyi, barna üvegzárványt is tartalmazó földpátjai közül *andesint* és foltos szerkezetű *labradortöredéket* határoztam meg. Ezenkívül *quarc*, *biotit* és a horzsaköves részben gyéren *amphibol* is előfordul. A horzsaköves hosszú szálakat tartalmazó részben 6 μ vastag és 150 μ hosszúságban is követhető amorph üvegsávok vannak, amelyek közt zöldesbarna színű, pozitív karakterű rostokká átkristályosodó, az előbbinél jóval szélesebb agyagos sávok fordulnak elő. Ezek a zöldesbarna részek helyenként pozitív karakterű *sphaerolith*hā szélesednek ki. Előfordul továbbá ebben a kőzetben sugaras szerkezetű, pozitív karakterű *quarcin* és az idegen agyagok közül csillámos homokkő morzsa is.

Egész 8 cm. hosszúságig emelkedő sűrű tufadarabokat, kevesebb homokkövet, fekete paladarabokat látunk a Surlóról származó egy harmadik brecczában (527 x.), amelynek alapanyaga szintén limonittal festett ásványtufa. Utólagos *chalcodonos* és *kalcitos* erek járták át ezt a kőzetet. Mikroskoppal vizsgálva is az a legszembeütőbb új vonása az előbbiekkal szemben, hogy *calcitos* kiválás helyettesíti az eredeti tufás kötőanyagot. Az uralkodó *plagioklasok* között „a” tengely szerint oszlopos kiképződésű *andesin-oligoklast* (Ab_2 , An_1) határoztam meg, többszörös albit és periklin ikerképződéssel. Az oszlopos földpátok harántmetszete az (001) és (010) lapjaitól alkotott négyzet, 1 mm. körüli mérettel, min a hasadási lapok mentén is kezd *calcit* beszivárogni. Szabályos, de legömbölyödött élű, úgynevezett bipiramis alakja van az épen maradt vulkáni

quarenak is, melyben némelykor 12 μ -nyi és kisebb negatív kristály alakú üvegzárvány van. Ellimonitosodott *biotiton* kívül zöldesbarna *amphiboltörédék* ebben is előfordul, továbbá *magnetit*, *apatitzárvány*. A csiszolatba került egy 2·5 mm.-nyi *quarediorit*-porphyrit-féle, bizonyára dacitzárvány is, amelynek porphyrosan kivált *plagioklasa* 600 μ -nyi. Alapanyaga egészen át van kristályosodva és lényegileg részint *quareszemek* szemesés halmazából, részint nagyon ferdén sötétedő *plagiklas*lécekből áll, amelyek közt kevés zöldes *chlorit* is előfordul. A fekete, agyagpalának látszó breccia darab mikroszkop alatt *quarcos*, színes, limonitos agyagpalának bizonyult, amelyben csak a legnagyobb *quareszemek* érik el a 40 μ hosszúságot. A kevés földpát mind kaolinós diagenesist szenvedett. A földpátnál is kevesebb a *muskovit*. Az agyagos rész itt át van kristályosodva és köztük elszenesedett növényi részeken kívül 8 μ átmérős veres sporaféle füzér és fűrthöz hasonló csoportok is előfordulnak.

Az előbbihez hasonló, limonittal festett, mállott, de kisebb kőzet darabokat tartalmazó breccia a következő megvizsgált kőzet (512 c., P.), amely mikroszkop alatt kb. felerészben *calcit*nak bizonyult. Ez tartja össze az 1 μ -nyi és kisebb *plagioklastörédékeket*, amelyek közül *labradorit*ot határoztam meg, továbbá *quarcot* és több különböző kiképződésű eruptív kőzetmorzsát. Utóbbiak egyikének porphyrosan kivált földpátja andesin, átkristályosodott alapanyaga pedig apró *földpáttüket*, limonitos pontokat tartalmaz. Másutt az alapanyag ferdén sötétedő sugaras földpátféle halmazzá csoportosul. Vannak benne czeken kívül *quarcot* tartalmazó eruptív kőzet darabok is, negatív karakterű *sphaerolithokkal* és tovább növő, szakálasodó földpátmikrolithokkal.

Lényegesen különbözik ettől egy másik idevaló, 8 mm.-nyi horzsaköves és egyéb kőzetdarabokat tartalmazó veres, brecciás ásványtufa (5274 y.). Mikroszkop alatt a kőzet legnagyobb része majdnem gránitosnak látszó dacit ásvány halmaznak mutatkozik. A rendesen zónás, negatív kristályalakú üvegzárványt tartalmazó, albit és periklin ikerképződésű *plagioklasok* 2 mm. körüli nagyságúak. Belső magjuk legömbölyödött és erősebb fénytörésű, bázisosabb, mint az éles lapokkal határolt külső részük. Míg ugyanis a belső rész *labradorit* (Ab_1 , An_1), a külső *andesin* (Ab_2 , An_2), sőt *oligoklasandesin* (Ab_3 , An_1). Vulkáni *quarc* is van benne elég sok, továbbá némelykor erősen összenyomott, vagy zirkonzárványt is tartalmazó biotit. Barnás-zöld, limonitszegélyes *amphiboltörédék* is akad, továbbá *magnetit*. Horzsaköves töredékek is előfordulnak ebben a kőzetben, továbbá 2 mm.-nyi pozitív karakterű *sphaerolithokat* tartalmazó kőzetdarabok nagy *biotitokkal*,

megveresedett merev trichitekkel, 70 μ hosszú felfújt gyöngysorhoz hasonló kristallitokkal. De vannak benne másféle mikrogránitos eruptív, valamint nem eruptív kőzet darabkák is hullámosan sötétedő *quarceal*, *muskorittal*, *földpáttal*. A nem eruptív rész azonban elenyészően esekély a nagyon változatos eruptív anyag mellett.

Egy másik 1 cm.-nyi, különböző breccsiás darabokat tartalmazó, erősen agyagszagú kőzet (5274 z.) vékonyesíszolatában majdnem kizárólag ásványokat és kőzetdarabokat találunk. Így nagy számmal vannak apró vulkáni 1 mm. vastag zónás *földpátok* és azok töredékei, melyek „a” tengely szerint megnyúlva több mm. hosszúságot is elérnek. Ezeknek belső magjuk *labradorit* ($Ab_1 An_1$), külső burkuk *andesin* ($Ab_2 An_2$) és *andesinoligoklas* ($Ab_2 An_1$) és többszörös albit, továbbá periklin ikert alkotnak. Az üvegzárványos vulkáni *quare* szemek is 1.5 mm. nagyságot érnek benne el. *Biotit*juk meg van veresedve és kicsi *labradorit* zárványt tartalmaz. Apró *quare* szemeket és *földpátmikrolithokat* tartalmazó ellimonitosodott eruptív morzsa is van benne, továbbá *quarcin* rostok hosszukban pozitív karakterű szövetedéke és *chalcodon*. Régi *quareit* zárvány, mállott *földpáttal* 4 mm. nagyságban is akad benne. Az eredeti üveg anyag egészen *elealcitosodott*.

Ha szabad szemmel nézve nem is, de mikroszkop alatt nagyon hasonlít az előbbihez a következő megvizsgált idevaló kőzet (512 a.), amelyben 14 mm.-nyi *tufagömbök* fordulnak elő. A Vezuv 1906-iki kitérésével kapcsolatban esősepppek nyomán támadt ilyen tufagömbök alapján is szárazföldi lerakódás eredményének kell tartani ezeket a tufákat. Ez annyira ásványtufa, hogy helyenként szinte gránitos benyomást tesz vékonyesíszolata. Sok szép *földpátja* között a leg szebb példáját láttam az isomorph zónás szerkezetnek (II. tábla 6. kép), amennyiben a legbelső apró magja *labradorit-bytownit*, amire vastag *andesin*, majd *andesin-labradorit* és azután *oligoklas* burok következik, a nagyra nőtt kristály testet pedig legkívül vékonyabb *oligoklasalbit* réteg takarja be.

Ezen általános képen belől azonban igen sok érdekes apró részletet lehet megfigyelni erős nagyításnál ezen a nagyon szép zónás *földpát*on, nevezetesen vékony *andesin-labrador* rétegek többszöri ismétlődését, azután egy vékony, különbözően sötétedő rétegekből álló övet, amely határa a jobb- és baloldali (+) elsötétedésnek. Ezen kívül is van visszatérő elsötétedés vékony *andesin* és *oligoklas* övvel. A külső övek azért általában egységesebbek, mint a belsők, amelyben vékony övek sűrűn váltakoznak egymással. Ami ezen zónás *földpátok* kristályalakját illeti, a belső két fajtán csak a (001)

és (201) lapjai vannak kifejlődve, a külsőkben azonban ezek szögletét tompító (101) is megvan. A belső mag és a külső rész közti nagy különbség a kettős törésben is nyilvánul, amennyiben a belső mag kettőstörési színe világos sárga, a külső pedig szürke. A vulkáni *quarcra* semmi új megjegyezni való nincs. Némelyikhez pozitív karakterű sphaerolith tapad. Biotiton kívül néhány apróbb zöldesbarna amphibol földpát zárvánnyal, továbbá magnetit is előfordul és helyenként horzsaköves, negatív karakterű rostokká átkristályosodó üvegdarab is. Egyéb eruptív morzsák, nevezetesen $1\frac{1}{2}$ mm.-nyi földpátléces, andesitféle alapanyag, 3 mm. nagy mikrogránit töredék is van a kőzetben, valamint igen kis mennyiségben régebbi 100 μ -nyi *muskovitszál* quarchomok mellett, továbbá utólagos calcitosodás is. A belézárt tufagömb mikroszkop alatt finomabb üvegtufának bizonyult, amelyben 100—200 μ -ig emelkedő sarló-, szarvas aganes-, ék-, téglaszerű alakú szétrobbant üvegtöredék elég apró darabja, továbbá ritkán 300 μ -nyi horzsakő-töredék kúszált helyzetben van finomabb üveges képződmények halmazába ágyazva, melyben csak kevés zöldes színű agyagos képződmény, helyenként 10 μ -nyi ásvány szemekkel látható. Elvétele üveg zárványos földpát is akad benne, egész 200 μ nagyságig, továbbá biotit-, zirkon-, apatit-, amphiboltöredék, andesitféle alapanyag, elég sok és egyenletesen elhintett színes ásványok elhomlított limonitos maradványai. Nem eruptív anyag: elvétele 100 μ nyi muskovit szál, nagyon ritkán elkaolinosodott földpát morzsa csak igen kevés van benne. Meszes képződmények hiányoznak.

Egy másik, szabad szemmel nézve az előbbihez hasonló kőzetben (512 b.) az előbbieken már megismert ásványtufa uralkodó anyagán kívül mikroszkoppal 4 mm.-nyi és nagyobb homokkő darabokat találtam, melyeket 20—100 μ -nyi *quarc* egyének alkotnak, esilámosan átkristályosodó, agyagos kötőanyaggal, limonitos és agyagos esomócskákkal. Ezen kívül apró szemű homokkő, továbbá porphyros homokkő, igen apró meszes, agyagos összekötő résszel, mállott eruptív töredékek, szerpenteses esomók, pozitív, valamint negatív karakterű sphaerolithek is vannak benne. Ritkán szép nagy quarcin rostok és ebben már meszes kiválás is előfordul. Nagyon szép chalcedonos, quarcos termékek vannak kiválva egy másik sűrű meszes, limonittal festett kőzet (5274) 5 mm. széles hasadékaiban. A kiválás legutolsó termékeként a világoskék bekérgezés belsejében, a helyenként visszamaradt üregekben, apró tökéletlen alakú quarcokristályokat veszünk észre már kézinagyítóval. Úgy látszik, ezekben a tufaanyag kovasava helyébe mészszenet lép és a kivált kovasav az üregben

létrehozza a szép quarcos képződményeket. Hasonló helyettesítést Kolozson a kath. templom feletti kőbányában is találtam. A mészszezesék 2—4 μ -nyi apróságok. Elvértve veres szerves eredésűnek látszó magános gömböcskék is előfordulnak. A quarcos termékek közt szép *luteit*-féle, szárny-, toll-, tengely- és vitorlára emlékeztető rostfonadékot találunk, amely az üregnek első, fő töltelékét alkotja.

Legbelül van a quare kristályhalmaza, a vékony átmeneti zónában pedig egyrészt chalcidon-, másrészt quarcinrost, a chalcidon a quarenak n_p -je, a quarcin pedig n_q -je irányában rendezkedve. Ezek a képződmények nagyon hasonlítanak azokhoz, melyeket Dr. BALOGH ERNŐ e folyóirat I. kötetének 1. füzetében az Erdélyi Medence bitumenes mészköveiből részletesen leírt és képekben is bemutatott.

A következő részletesen megvizsgált tufa (512 g.) szabadszemmel nézve lényegesen különbözik az előbbiektől, amennyiben a kőzet nem breccsiás, hanem 1 mm.-nyi dácit ásvány-, üveg- és kőzetmorzsákból álló fehér, sötétebb színű pontokkal tarkázott, helyenként veresre festett kőzet. Rétegessé teszi ezt az ásványos tufát egy merev, közzé iktatott, 10 mm. vastag, sokkal sűrűbb és fehérebb tufaréteg. Mikroskoppal látjuk, hogy uralkodik benne a tufás, részben elváltozott anyag, mi közt 1 mm.-nél nagyobb horzsakő darabokat is fel lehet ismerni. Ennek anyaga részben zöldesbarna esomókkal, sugaras, rostos pozitív karakterű sphaerolithos képződménnyé alakult át. A horzsakő esővében is megjelennek helyenként ilyen zöldes színű, pozitív karakterű rostok. Ezek közt egyenetlenül van elhintve a nagyobb-kisebb, uralkodólag földpát és egyéb dácit ásványtöredék. A földpátok közt *labradorit*-ot és *andesin-oligoklast*-ot határoztam meg. Némelyik nagy zónás földpátban a negatív karakterű üveg zárványcsoporton kívül *biotitzárvány* is van. A quare részben 100 μ -nyi vulkáni quare, részben kis számmal apróbb, 50 μ -nyi régi zúzott quare. Ezeket némelykor rostos, pozitív karakterű új képződmények veszik körül, amelyek rostjával összeolvad részben a régi quare. Van benne 200 μ -nyi és erősen gyűrt, vagy szétfeszülő, de kétségtelenül a dácithoz tartozó apró *biotitlemez* is, valamint több apró, csoportosan megjelenő, zöldesbarna *amphiboltöredék* (γ = sötét barnászöld, β = zöldesbarna, α = zöldessárga), továbbá kevés magnetitszem. Ezeken az erősen uralkodó, egységes kitöréshez tartozó részekon kívül van benne az áttört kéregrészből származó, nagyon kevés, $\frac{3}{4}$ mm.-nyi és kisebb fehéresillámos, kevés quareot is tartalmazó agyagpala, továbbá 1 mm.-nyi és kisebb, kovás összekötő anyagú quarehomokközem különböző kiképződéssel és nagyon ritkán muskovit. Tehát meglehetősen tiszta vulkáni klastikus üledék ez, melyben 1

mm.-nyi szemek hullása hirtelen egymásután váltakozott $\frac{1}{10}$ mm.-nyi szemekével. A quareféle képződmények pedig bizonyára hydrothermális működésnek a termékei.

A Surlódomb eddig tárgyalt finomabb, durvább, részben breccias ásványos tufáján kívül megvizsgáltam innen egy szabadszemmel nézve sárgás, mállottnak látszó egynemű tufát is (512 f.), amely uralkodólag összetapadt amorph, csak helyenként átkristályosodni kezdő üveges anyagból áll, melyben csak igen kevés dacit ásványtörődék, főleg egész 140 μ -ig emelkedő földpát, quare, továbbá egész 150 μ -nyi quarcin, 60 μ -nyi biotitszál van egyenetlenül elhintve. Csak helyenként lehet szálas kanyargó, mállott horzsaköves képződményt is felismerni. Apró, zöldesszürke szemeses agyagrészecskék is ritkák; meszes képződmény pedig, valamint muskovit hiányzik belőle. Már ez a kőzet is olyanféle, mint aminőket a délnyugatra eső antiklinális vonulatban megismertünk. Még inkább hasonlít a Kötelendtől Ny-ra eső antiklinális rész legfinomabb porellánféle tufájához az innen megvizsgált utolsó, könnyű, sűrű szürke tufa (512 h.). Mikroskoppal rendkívül finom, eredetileg tán 25 μ -nyi törödékből álló, de utólag habos felületű, amorph anyaggá összeolvadt tufának bizonyul, amelyben kevés 20–30 μ -nyi agyag részlet, gyéren 10 μ -nyi csillámfoszlány, chloritos pikkely, pozitív karakterű sphaerolithtörödékek fordul elő. Utólagos repedés mentén gyéren meszes kiválás és csillámos, agyagos átkristályosodás is bekövetkezett.

Ezekből kitűnik, hogy a visai Surlódombon is rendkívül változatosak és aránylag nagyon tiszták a klastikus üledékek éppen úgy, mint a többi kitérési helyeken: a kolozsi Farkasesúpon, vagy a kolozsvári Hoja környékén. Ezek tengerpartok voltak, ahol a kitérés egyes fázisai közben nem igen rakódott le egyéb anyag, ezért a különböző rétegek tufái összekerültek.

A kidobott kőzetrészek közt az eruptív anyagon kívül különböző homokkövek és apró agyagos kőzetmorzsákon kívül fekete agyagpalák vannak, amelyek azt mutatják, hogy ilyen régebbi származású kéregrészen történt a kitérés.

Kötelendtől É-ra eső domb É-i oldalán is találtam olyan tufát, amely nemcsak feltűnő tisztaságával, hanem új quarcos termékeivel is nagyon emlékeztet a visai kitérési központ egyes kőzeteire. Ilyen egy nagyobb szemű horzsaköves tufa (5578), amelyben csak kevés az ásványszem, de quarcosan átkristályosodik. Egyikben mindössze csak vagy $\frac{1}{10}$ részét alkotja a kőzetnek az $\frac{1}{2}$ mm. körüli nagyságú vulkáni zónás plagioklas és quare. Utóbbi ásványnak zúzott, régi fajtája is előfordul ritkán. A horzsakőmorzsák kezdenek szélükön

elmeszesedni, de másrészt a rostok quarcosan is kezdenek átkristályosodni. Egy másik innen származó hasonló, de apróbb szemű tufa (b) is nagyon tiszta fajta, de ebben is vannak 50 μ -nyi pozitív karakterű fekete keresztrel sötétedő rostos quarcos sphaerokristályok az üregek szélén, továbbá apró tridymites képződmények is, másrészt azonban kezd helyenként elkaolinosodni. Nagyon ritkán zöld amphibol és zúzott *quarc* is akad benne. Egy elmeszesedett réteges szürke sűrű tufát is megvizsgáltam innen (c), amelyben egyes épen maradt, egész 30 μ hosszú, 40 μ széles fehér üvegcsálak, továbbá fehér horzsa-kőcsálak mutatják, hogy eredetileg laza tufa volt. A vulkáni ásványok benne többnyire 150 μ körüli hosszban vannak, de akad $\frac{1}{2}$ mm.-nyi barna üvegzárványos földpát is, amelyek közül *andesint*, *labradoritot*, *oligoklas-andesint* határoztam meg. A barna biotitlemezen és foszlányon kívül akad benne 90 μ -nyi, harántul tört amphibol oszlopszilánk, továbbá magnetit, vulkáni quarc. Hullámosan sötétedő régi quarcot mindössze egyet találtam benne. De vannak különböző eruptív kőzetmorzsák: barna üvegzárvány, kristallitos alapanyag morzsák, sárgásbarna színű trichitsávós üveg.

Iha már most a K-i szegélyen eső tufavonulatokat és a visai kitörési hely közeteit stratigraphiai és tektonikai tekintetben egyeztetni óhajtjuk, figyelembe kell venni, hogy a visai kitörési központ rendkívül változatos tufás közetei, amelyek közt a Vezuv esőcsepp által összetapadt tufagömbjeihez hasonló képződmények vannak, legalább részben *szárazra hullott* klastmaticus vulkáni termékek. A visai ásványtufával megegyező durvább tufa rétegek a visai ref. templomon át Kötelendtől É-ra eső területre követhetők. Kötelendtől Ny-ra és D-re azonban többé szálaban állva nem ismeretesek. Ezek a legmélyebb tufás rétegek, amelyek a kitörés helyén, a visai Surló dombon alacsonyabban fekszenek, mint a szomszédos magasabb szintbe tartozó tufarétegek, tehát később beszakadtak, lesülyedtek.

Míg az alsó tufa rétegsorra nagyon jellemző a majdnem tisztán dacit anyagból álló durvább ásványtufa, úgy hogy ennek alapján sorozatát könnyű megkülönböztetni a felsőbbektől, addig a felső sorozatok rétegei — főleg a kitörési helytől távolabb, a Méneshágó vagy K.-Korpád környékén — nagyon hasonlókká válnak, ennek következtében egyes darabokból a rétegsorozatot megismerni nem lehet, tehát azok szintjére és tektonikájára is különböző értelmezések lehetségesek. A nagyon összenyomott és eltakart kolozzi redő K-i szárnyán nem találtam biztosan a harmadik tufaszinthez vehető tufát, azért lehetséges az a feltevés, hogy a Korpád—visai tufavonulat volna a III-ik tufa szint. Ez iránt való aggodalmunk azonban egé-

szen eloszlik, ha bejárjuk a korpádi és méneshágói tufás területtől Ny-ra következő tufátlan dombsorozatot és meggyőződünk affelől, hogy a 410 m.-cs *Zsigyik* dombsor D-i szakadásaiban a márgás, homokos rétegek az aljban 60° alatt, feljebb pedig 45° alatt dőlnek K-re, hogy tehát itt a Ny-ra tolt synklinális egyhangú tufátlan sorozatával van dolgunk. A k.-korpádi nagy összefüggő tufavonulatot kell így a Kolozs—kötelendi Ny-ra áttolt antiklinálisra következő, szintén Ny-ra áttolt ferde redőnek Ny-i visszakanyarodó szárnyaként tekinteni, amelyet egy nagyobb szakadás választ el a magyarosi vonulat táblás helyzetű rétegeitől. Tehát a Korpád—kötelendi vonulat minden valószínűség szerint a durva tufa felett következő (II.) tufaréteghez tartozik, amelyik mint uralkodó réteg szerepel a kolozsi redőben is. Az egyébként is gyengébben ráncosodott harmadik tufa sorozat a kidagadt medencetöltelék tetejéről, úgy látszik, itt egészen elpusztult.

XII. A főbb eredmények összefoglalása és a levonható következtetések.

Vizsgálataim legnagyobb részben személyesen, vagy vezetésem mellett gyűjtött olyan anyagra vonatkoznak, melynek előfordulását lehetőleg pontosan megfigyeltem. Geologailag nem vonzó ez a terület, ami kitűnik abból is, hogy geológiai térképünkön a tordai lapon, mint „sóagyag“, a kolozsvárin pedig mint „palás tályag, betelepült homokkő-, dacittufa- és kősrétegekkel“ az egész nagy területen unalmas egyenlő színnel van jelölve, mindössze 8 dacittufa előfordulásnak a valóságnak nem megfelelő irányú és mértékű feltűntetésével. Vizsgálataim legnagyobb részben *kőzettani*-, illetőleg mikroszkopikak, amennyiben túlnyomólag olyan aprószemű kőzetekre vonatkoznak, melyekről szabad szemmel való vizsgálás alapján inkább csak gyaníthatunk, mint biztosan állíthatunk valamit. Ebből kitűnt, hogy a közönséges, már régen ismeretes dacittufán kívül alárendelt mennyiségben andesittufa és pedig főleg *amphibol*-andesittufa is előfordul a szóban levő területen. A dacittufák legnagyobb részben erősen felfujt horzsakő darabokból állanak, amelyek vagy egymagukban, vagy többnyire tiszta tömör üvegdarabokkal és dacitásvány töredékekkel együtt alkotják a kőzetet. Ezek mellett az uralkodó, lényegileg *üvegtufa*knak nevezhető képződmények mellett nagyon alárendelt szerepük van olyan tufáknak, amelyekben legalább is annyi, vagy több a dacitásvány, mint az üveges képződmény, amelyeket az előbbiekkal szemben *ásványtufa*knak neveztem.

Ezeket a kétségtelenül az illető tufaréteg lerakódásakor működő

dött vulkán kidobott anyagaként felismerhető alkotó részekén kívül, habár alárendelt mennyiségben, de elég gyakran találunk e tufákban és pedig főleg azoknak mélyebb réfegeiben egyéb eruptív töredékeket, nevezetesen apró alapanyag morzsákat, amelyekből kivált *plagioklast*ük ferde sötétedése a dacitoknál bázisosabb, andesites vulkáni anyagra vallanak. Ezek annyira elkülönülve látszanak a dacit anyagától, hogy a dacitokat megelőző külön eruptio termékének kell őket tartani. Ezeknek az egész területen való gyakori előfordulásából arra következtetnek, hogy a dacittufa kitörését megelőzőleg ezek mint kiömlött eruptív termékek szerepeltek a felületen, tehát a későbbi savanyúbb dacit eruptiók pusztították őket el, úgy ahogy a Krakatau és Santorin is elrombolta első kitörési termékeit. Előfordulnak ezeken kívül ritkábban mikrogránitos vagy egyéb alapanyagú porphyros ásványokat tartalmazó dacit közetmorzsák, valamint *rhyncholite* darabkák is az uralkodó dacittufa anyagban.

A megvizsgált terület nagy részén azonban nem csak ilyen szétrobbantott klasmaticus vulkáni anyagot találunk, hanem a dacit vulkánok anyagán kívül több-kevesebb mennyiségben a régibb kéreg-rész közeleinek morzsái is résztvesznek a tufás rétegek alkotásában. Szinte leírhatlan sorozata támad így a különböző keverékközeteknek, amelyekben a dacittufa anyagával egyrészt a kristályospala hegységből származó, leginkább zúzott *quartz*, *muscovit*, *biotit*, régi *feldspat*, *turmalin*, másrészt a medence harmadszaki, a tufakitörést megelőzőtt agyagos, márgás, vagy mészkő üledékek törmeléke vesz részt a közet alkotásában. Ezek szerint megkülönböztethetünk homokos, agyagos, márgás-tufákat, valamint tufás homokot, -agyagot, -márgát, -mészkövet.

Szerves maradványok csak nagyon alárendelt szerepet játszanak ezekben a tufás kevert üledékekben. Ezek többnyire *globigerinák*, vagy meghatározhatlan növénymaradványok. De egy esetben az apahidai Padurita kőbányában Dr. Tuzson tanár szerint a *Pinus tarnociensis*hez hasonló fenyőtörzs is akadt. Gondos vizsgálat révén azonban igen apró mikroorganizmusokat is, ezek közt APÁTHY tanár véleménye szerint penészféle zooglóákat találunk bennök, amelyek pontosabb meghatározása és geológiai gyümölcsoz-tetése még a jövő háládatos feladata. Kiváló anyagul kínálkozik erre egy, a medence szegélyén, Kolozsvár—Györgyfalva határában levő leveles szerkezetű márga, szerves iszapból származott *sapropel*, amelyben bőségesen fordul elő diatoma és egyéb mikroorganizmus.

A dacittufák tisztábbak és nagyobb szeműek a kitörési helyek közelében. A *kitörési helyeknek megállapítása* új és jelentős vulkano-

logiai eredmény. Ilyet pontosan meg lehet jelölni a kolozsi Farkas-csúpon, valamint a visai Surlódombon, azonban Kolozsvár és Szucság közt a Szamos és Nádas széles völgyétől erősen felszabdalt ezen a területen a kitörési helynek csak közelségére utalhatunk anélkül, hogy azt pontosan megállapítani lehetne. Ez a három kitörési hely hasonló viszonyok között, nevezetesen a kolozsvári medence három szögletén, a szegélyen támadt. Ezeknek a megállapítása is ellene bizonyít annak a régi felfogásnak, mely szerint az Erdélyi Medence tufái a Vlegyászából származnának. Ezek a vulkánok majdnem kizárólag apró, többnyire 1 mm.-nél kisebb darabokra freccsentették szét anyagukat, csak a kitörési helyeken találunk nagyobb, esetleg néhány cm.-nyi kőzetdarabokat is. A tengerparton működő, időnként bizonyára a tenger alá is került, SUSS E. elnevezése szerint „phreaticus” robbanó vulkánok voltak tehát ezek, amelyek kidobott anyagában összefüggőbb eruptív részletek csak kivételesen ismerhetők fel. Az áttört kéregrészből is kihányattak kisebb-nagyobb márgás, homokos, üledékes és eruptív származású kőzetdarabok. Mind a három kitörés durvább kezdő anyagából, az ásványtufából azt kell következtetnünk, hogy a kitörés leghevesebb volt kezdetben. Ereje azonban sohasem érte el a historiai kitörések legnagyobb explosiók vulkánjának, a Krakatau 1883-iki eruptiójának erejét.

Erre vall úgy a mi tufarétegeink esekélyebb vastagsága, valamint jóval kisebb szemnagysága is. VERBEEK részletes leírásából ugyanis tudjuk, hogy a Krakatau augusztus 26—28-iki befejező nagy kitörése után a kitörési hely közelében 40—60 m. vastag kidobott savanyú andesites anyag (61—69% SiO_2 -al) halmozódott fel, melyek között 1 m³-nyi darabok is előfordultak. Ellenben jobban hasonlít az erdélyi kitörés a Krakatau 1883. kitörésének bevezető, lényegileg május havában lezajlott phasisához, amelyik mindössze $\frac{1}{2}$ mm.-nyi és finom tufaanyagot, „hamu”-t szolgáltatott a kráter közelében.¹ Míg tehát itt a kitörés folyamán fokozódott a működés ereje, addig a kolozsvári medencében successive gyengült. A phreaticus robbanásokból származó közös vonása mindkét kitörésnek, hogy az ásványok között csak az első kristályosodási idő ásványai szerepelnek, a

¹ R. D. M. VERBEEK. Krakatau. I. Batavia 1885. p. 29. „Quoique le volcan fut déjà en activité depuis près de trois mois, l'épaisseur totale des matières vomies n'atteignait encore, à proximité immédiate du point d'éruption, que $\frac{1}{2}$ mètre (1 m. d'après l'ingénieur Schuurman). Quelle différence avec la puissante éruption postérieure, qui dans l'espace de quelques heures, à 15 kilomètres de distance du volcan, aroncela la cendre à une hauteur se chiffrant par dizaines de mètres!”

többi anyag legnagyobb része üveggé fűvódott fel. Úgy látszik, ezzel jár az eruptív anyag hirtelen vegyi változása, illetőleg nagyon különböző földpátfajok termelése is, mert a Krakatau 1883-ki andesites termékében VERBEEK szerint anorthittól albitig minden földpátfajta, sőt sanidin is előfordul. A szóban lévő terület földpátjai is nagyon zónások és az egyes zónákban különböző fajtájúak: a visai kitörési helyen labradorittól oligoklasig változnak az egymásra következő övekben rendkívül gyorsan a földpátok. Az is nevezetes, hogy ezekkel a földpátokkal együtt *zöld amphibol* fordul elő, ami — tekintettel ennek az ásványnak nagyobb mélységben és nagyobb nyomás alatt képződött kőzetekben való előfordulására — arra vall, hogy a magma, amely ezeket az ásványokat létrehozta, eredetileg nagyobb mélységből származott. A földpátok hirtelen változása is a képződés körülményeinek gyors megváltozására és tán nem nagy magmatömegre enged következtetni. A kitörés folyamán azután finomabb és tán egyenletesebb, savanyúbb magmatermékeket dobtak ki a kolozsvári medence-rész phreaticus vulkánai. Az első kitörési cyclus (I.) után hosszabb idei pihenés, arra újabb kitörés következett be, amely azonban már csak finomabb és savanyúbb dacit anyagot szállított (II.). Erre ismételt pihenés után következett a harmadik, a második sorozathoz hasonló anyagú tufa kifűvése (III.). A kifűjt vulkáni hamuval sokszor igen nagy mértékben keveredett a közeli száraz föld, valószínűleg kisebb-nagyobb szigetek anyaga, ami a száraz, meleg klímának megfelelőleg nagrobbrára légáramok által került a tengerbe.

Ezeknek a kitöréseknek három phasisa nagyjából összeesni látszik mind a három helyen. Az első phasis valószínűleg az alsó miocén végén indult meg, a második a középső miocén derekán, a harmadik pedig a kötelandi homokkő *Ercilia podolica*-ja tanúsága szerint a felső miocén elején. Úgy látszik a visai kitörés szállította a Mezőség közelben eső s táblás településű területére a felső és Moes vidékére a még magasabb, tán már pannóniai (pontusi) lerakódások közé tartozó tufás szint anyagát. Ezen az alapon tehát a különböző tufás rétegek stratigraphiai jelentőséget kapnak. Legnagyobb ilyen értéke van az erősen ráncos területen az I. tufavonulat alsó, biotitos, amphibolos *dacit* ásványos tufa rétegének. Ezek mellett hasonló vezető szerep jut Kolozs környékén az inkább csak mikroskoppal felismerhető amphibol- és pyroxenandesit ásványtufájának is, anélkül azonban, hogy minden *andesit* ásványtufa a legmélyebb tufaszintet jelentené. A II. és III. réteget az erősen gyűrt területen, ahol szakadások és ezekkel kapcsolatban nagyobb elmozdulások is vannak, rossz feltárások esetében nem lehet megkülönböztetni

egymástól. Ezek sorában Kolozsvár—Györgyfalva vidékén a felső tufás szinten előforduló finom meszes tufa, vagy tufás mészkő játszik jelző szerepet.

A különböző mértékű utólagos összennyomás és a közbe települt üledékek egyenlőtlen mennyisége teszi nehezzé, sőt lehetetlenné a különböző tufaszintek közti rétegek általános vastagságának a megbecsülését. A táblás területen azonban a II. és III. réteg közt a Lárgatanya táján vagy 120 m.-t, a III. és IV. közt Mezögyéres táján szintén vagy annyit tételezhetünk fel. Ezen kívül a kitörési helyeken és azok közelében chalcedonos, vagy Kolozsvár környékén a legfelső tufás réteggel kapcsolatban nagyobb területen opálos képződményeket is találunk, amelyek tekintélyesebb opálos forrásokra, talán a kitörés végével megindult geysir működésekre vallanak. Kolozsvár környékén a kitörési helytől K-re eső területen mészcementit lerakó geysirek létéről biztosabban nyilatkozhatom, mert itt a várostól D-re eső területen egy pár olyan mészkőtömböt ismerek, amelyek minden valószínűség szerint geysirkürtő maradványoknak veendőek. Ezeknek kell tulajdonítani egyes tufarétegek elmeszesedését. Másrészt a meszesítést előidézhették a sekély vizű, szárazra került medencékben a meleg klíma alatt végbement mészkiválások is. A Kolozsvártól DK-re, a Vörölygyől D-re eső területet, ahol ezek az elmeszesedett tufák legnagyobb kiterjedésben és vastagságban fordulnak elő, talán mint a szárazra került tufás terület depressióit foghatjuk fel. A legfelső tufás rétegek elmeszesedését nem vehetjük tengeri folyamat eredményének, mert a tenger vizében uralkodó chlorid- és sulfátoldatoknak megfelelő konyhasó- és gipszkiválások itt teljességgel hiányoznak. A szárazföldi vizekből válnak ki a szénsav segítségével tudvalevőleg nagy mennyiségben a meszes lerakódások, uralkodólag a calciumcarbonat. A félsivatagi száraz meleg idő nagyban elősegítette ezt a kiválást. Ellenben a bosi sóskút közelében a mélyebb tufarétegek elmeszesedése oolitos képződményekkel bőséges kősó-, gipszkiválással kapcsolatban ment végbe, tehát ez tengeri folyamatnak, halmyrogenes képződménynek veendő.

Itt, ahol a Kolozsvár vidéki kitöréssel kapcsolatban opálos és meszes vízi lerakódásokat látunk egymás mellett, eszembe jut az Északamerikai Egyesült Államok Yellowstone parkjának páratlanul szép geysir területe, ahol a meszes krétakori üledékek közelében a szegélyen ott látjuk a Mammoth haut springs gyönyörű geysir medencéinek meszes üledékét és beljebb az eruptív területen az opálos geysirek nagy csoportját. Az amerikai mértékekkel szemben egészen szerény cme kis vulkáni működésnél is tán az alattaliban lévő hasonló

közvetbeli különbségre gondolhatunk ezeknek a jelenségeknek a mérlegelésénél. A D-i szegély tufáiban olyan gyakran előforduló mészkő törmelékek megerősíteni látszanak ezt a fölfogást.

Az eruptív centrumokkal jelölt szögletű, háromszög alakú tengeri medencében bekövetkezett intensivebb ráncosodás irányát e medence partvonalainak húzódása szabta meg. A medencében végbement ráncosodással szemben az azon kívül eső területen majdnem egészen szintes helyzetben, tehát táblás kifejlődésben találjuk a rétegeket.

A ráncosodás okának keresésénél figyelembe kell venni azt, hogy a 3. explosziós kürtőből nemcsak a medencének a területére, hanem azon kívül is igen nagy területre közepes számítás szerint 3-4 m. vastagra becsülhető eruptív klastos anyag szóródott ki, tehát a kitörésekkel kapcsolatban igen tekintélyes tömegáthelyezés következett be. Gondolni kell továbbá arra a tetemes melegvesztésre is, amelyet a kéreg ezen része a hatalmas explosziós kitörésekkel kapcsolatban aránylag rövid idő alatt szenvedett. Én ezekben a nyilvánvaló jelenségekben keresem az elkülönült kis medence sülyedésének az okát, ami az eruptív centrumok közelében mindenütt ott levő sósforrások és a kolozsvári tekintélyes sótest tanúsága szerint nagyobb konyhasó tömeg és ezzel együtt gipsz kiválásra is vezetett. A kolozsi kath. templom felett levő tufás rétegek sorozatában váltakozva vékony gipszes rétegek is előfordulnak, amelyek nem árulnak el térfogat nagyobbodást, tehát minden valószínűség szerint már eredetileg gipsz- és nem anhidritként rakódtak le. Tekintettel arra, hogy az anhidrit legalább 100 m. mélyben, illetőleg legalább 10 légköri nyomás alatt képződik, a gipszes rétegek ennél kisebb mélységben, illetőleg nyomás alatt végbement képződésre vallanak, ami összhangzásában áll az itteni homokos rétegekkel és ezek oolitosodásával is. Tehát a sülyedés lassú, fokozatos lehetett, aminőnek Dr. BÖCKH HUGÓ is tartja az Erdélyi Medence képződését. A medence 3. szögletén, a tektonikai vonalak metszésénél volt eme leggyengébb helyeken támadt és ott több ízben felébredt eruptív tevékenységet a mechanikai hatásokra, nevezetesen a medence fenekén a mélyben volt magmatartóra gyakorolt nyomásra vezethetjük vissza, ami a magmát, mihez a repedéseken át időnként a tengervíz is hozzájutott, fokozatosan a szegélyen levő vulkáni szájakba terelte. A kitörések végével ezek az explosziós szállító csatornák is lesülyedtek, úgy hogy jelenleg mind a 3. kitörési helyen a megfelelő rétegek mélyebben esnek, mint a szomszédos területeken. Legfeltűnőbb a szintkülönbség a kolozsvári centrum körül, ahol a legfelső tufarétegre

vonatkoztatva a Hója és a szelicesi előfordulás között 220 m.-t tesz ki. VERBEEK is sülyedést és nem a felületről eltűnt anyag kihányását tartja valószínűnek a Kratakan szállítócsatornája körül, mert bazalt anyagot, ami a felületen volt, nem talált megfelelő mennyiségben a kihányt tufában. A besülyedt száraz földtől K-re a tenger fenekén is sülyedést constataáltak és ennek tulajdonítják azt az óriási, hullámvölgytől-hegyig 30 m.-es hullámot, amelyik a legborzasztóbb pusztítást végezte a közeli partokon. A szintváltozásoknak sülyedésekkel való magyarázása mindenütt, ahol az emelkedés feltételezése nem nyilvánvaló, nézetem szerint sokkal inkább megfelel a föld lassú kihüléssel, kisebb térfogatra szorulással járó általános vonásának, mint az az örökös, sokszor mérték nélküli emeltetés, amellyel morphologusaink sokszor inkább divatból, mint természetbeli szükségből operálnak.

Ezek alapján a kolozsvári, tenger alatti küszöbvel és ebből kiemelkedő szigetekkel határolt medencében a tufahüllással kapcsolatos jelenségek sorozata a következő: A medencében kezdetben *sülyedés*, ezzel kapcsolatban a hosszú időn át beáramló tengervíz elpárolgása következtében tekintélyes sótömegnek kiválása ment végbe. A sülyedés és a medence szegélyének tektonikai változása folyamán a leggyengébb helyeken, a szögleteken megindultak a phreaticus exploziókkal járó *tufaszórások*, amelyek leghevesebbek voltak a kitörés kezdetén az alsó miocén végén. A közép miocén derekán és a felső miocén kezdetén kisebb erővel újra megelevenedett ezeknek a működése, ami kovasavas források képződésével és Kolozsvár környékén apróbb, meszet lerakó *gejsírok* lámadásával végződött. A kihüléssel, kisebb helyre szorulással kapcsolatban következett be azután fokozatosan a medence fenekének ráncosodása. A ráncosodás folyamánál a szegély irányát követő ráncokból a merev szegélytől jövő nyomásra kell következtetnünk, ami az erősen összenyomott terület lassú kiemelkedésére vezetett. Ez lehet az oka annak, hogy a D-i feleki, valamint a K-i visai, kolozskorpádi és tán az É-i szegélyen is megtaláljuk az alsó sarmata üledékeket, ellenben a medence belsejében a szegélytől távolabb nem ismerek ilyet.

A medence szegélyén kiemelkedő száraz feltételezésére az a megfigyelés vezetett, hogy a szegély közelében, a tufás só üledékek szomszédságában nagyon sok a, nemcsak az alaphegységből, hanem harmadszaki meszes üledékekből származó morzsa. Így látszik tehát, hogy a nem ráncosodott szegélyen a sarmata és mélyebb miocén üledékek alatt régibb kéregrészből származó biztosabb alap van, amely legalább részben az oka annak, hogy a peremnek más lett a sorsa, mint a medence belsejének, amennyiben nem sülyedt, konyhasót

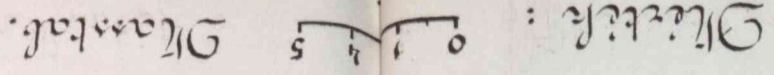
sem termelt, sem nem ráncosodott. A medence ráncosodásának lényeges vonásaiban az az egységes képe van, hogy mind a három, részletesebben tanulmányozott oldalán a széleken a medence belseje felé emelkednek a ferde redők és hogy az összenyomás mértéke a K-i és Ny-i szegélyen nagyobb, mint a D-in és É-in. Kolozskörpádnál két erősen összenyomott, a szegély alá dőlő redőt ismertünk meg. Kolozsvárott is a békási és a cigánypataki gipszes redőrészeken kívül a köztemető tetején a halottasház most készült alapozási nagy földmunkálatai egy erősen feldagadó, újabb redőrészt tettek jól láthatóvá, ami megadja a magyarázatát a II. közleményemben a katonatemetőből adott részleteknek.

Émlítésre méltó közös vonása az antiklinálisoknak, hogy mentükön nagyon sok a tufa előfordulás, melyeknek különböző rétegesoportjai sokszor közel esnek egymáshoz. A tufa ellenállóbb szerepéből következik, hogy az antiklinális tengelyek rendszeren a legmagasabb dombokon mennek át. Ezek vonulatába esnek továbbá a sósforrások, illetőleg a sötetek, továbbá a vidék sajátságos feldagadó, iszapos, gyakran sós forrásai, amelyek erős nyomás alatt állanak és mélyebb rétegekből eredvén, télen nem fagynak be.

A kolozsvári medence kiesiben az egész erdélyi medence életének a képét mutatja. A kréta periodus végétől a harmadik időszak végéig itt lezajlott hatalmas vulkáni működésekre gondolva, kétségtelennek látszik, hogy a nagy meleg vesztéssel kapcsolatban e kéregrész tömörülésének, összezsugorodásának, megmerevedésének jelentős mértékben kellett ez idő alatt bekövetkeznie. Nemesak a szóban levő kis medencének antiklinálisai (mellékelt térkép), hanem az egész erdélyi medencéé antiklinálisainak Dr. Böckh-től összeállított képe azt mutatja, hogy a redővonulatok sokkal nagyobb számmal kanyarognak észak-déli, mint arra merőleges kelet-nyugati irányban. A kolozsvári kis medencében a nagyjából É—D-i irányú 7 redővel szemben csak a jelentéktelen vérvölgyi redő és még jelentéktelenebb szamosfalvi, apahidai K-Ny-i irányú elkanyarodások állanak szemben. Hasonló képet mutat az erdélyi medence nagyszámú, a végeken a szegélyhez alkalmazkodni látszó antiklinális vonulataival. A Déli Kárpátok közelében hasonló kép tűnik ki HALAVÁCS főgeológus legutóbbi részletes felvételi jelentéseiből. Tehát az uralkodó oldalnyomás nyugat-keleti irányban működött, ebben volt nagyobb a kéreg összeszorulása. Ennek okát abban látom, hogy az eruptív működés nyugatról, ahol a Vlegyásza vonulatában már a felső krétában megkezdődött, a harmadik időszak folyamán fokozatosan kelet felé vonult, ahol a Hargitában a levantei emeletben érte el tetőfokát.

A kolozsvári medence szegélyén táblásan maradt tufás rétegek csak enyhe dölést mutatnak. Ennek a dőlésnek az irányából a K-i szegélyén, a Kalyán és Mezőgyéres közötti K—Ny-i vonal felé szintén az É—D-i irányú, a sarmata rétegek lerakódása után is tartott összenyomásra következtethetünk. Ebben az irányban talán a tenger alatti küszöbvel elzárt ennek a kis medencének legmélyebb csatornája lehetett eredetileg. Úgy látszik, ez volt a jelenlegi völgy kiképződésnek is a bevezető oka. Az antiklinálisok iránya is sok helyütt lényegesen befolyásolta a jelenlegi felszíni domborzat kifejlődését. A Vértölgy és részben a Szamosvölgy is lényegileg az idősebbnek látszó K—Ny-i redők irányában fejlődött ki. Dr. STRÖMPL GÁBOR kiváló morphologiai érzékével felismerte a „peremi öv“-et, annak D-i és É-i határát elég jól megjelölte; megkülönböztette a medence „sósvidék“ területétől. Azt is észrevette, hogy utóbbinak redői a peremi területhez alkalmazkodnak, anélkül, hogy a redők lefutását részletesen ismerte volna. (Jelentés 176—188 l.) A morphologust érdeklő jelenség az is, hogy az Erdélyi medence egyik legszembetűnőbb, recens domborzati formája, a lecsúszott, szétszakadt kéregrészből származó merev, tavaktól környezett dombok képződése — aminő a szóban lévő területen a bárói Agyagdomb, továbbá a Bős feletti szakadássor — nem az erősen ráncosodott, hanem a táblás peremen majdnem szintes helyzetben levő rétegekkel áll összefüggésben.

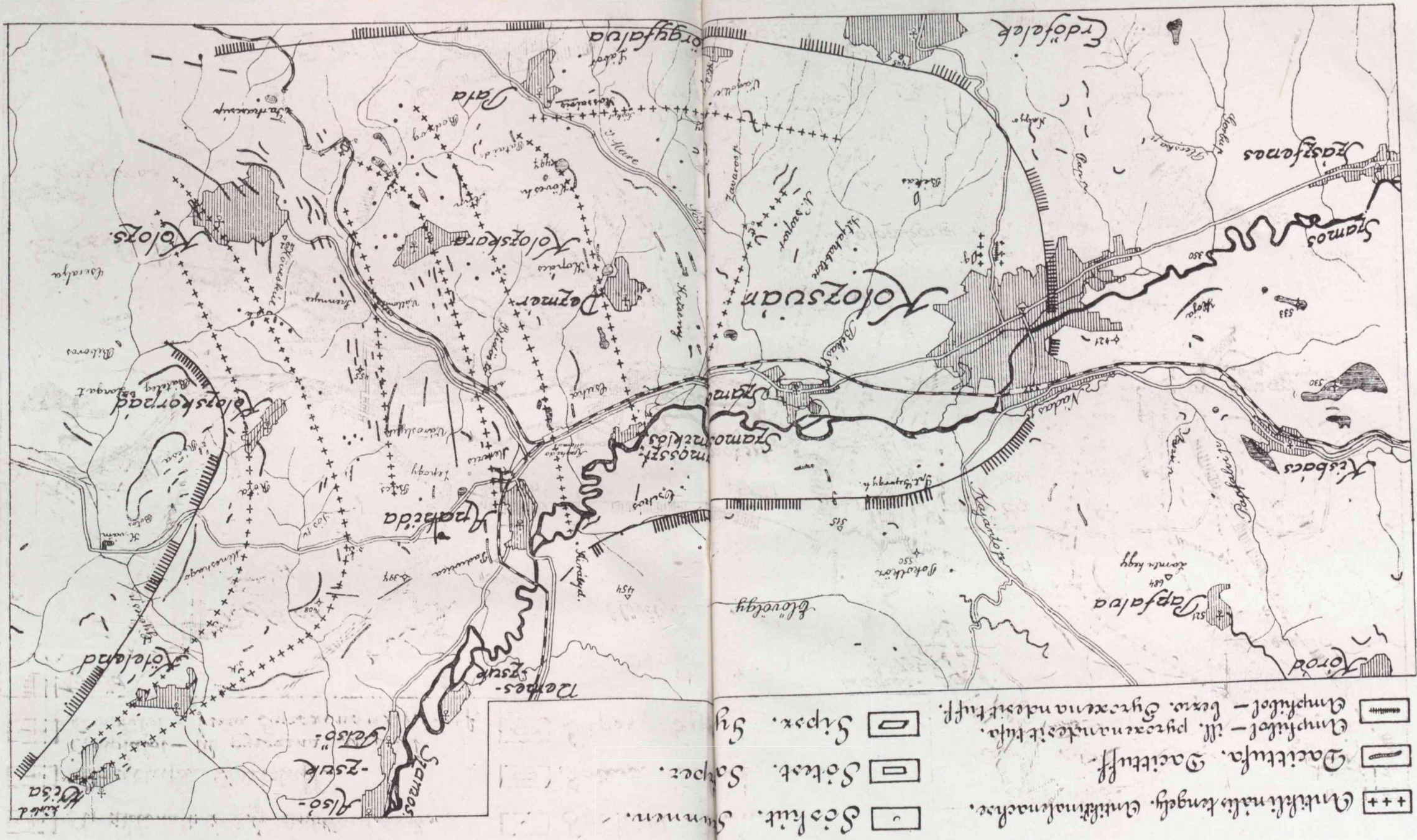
Diego in Christo - Amen



☐ Söbst. Söbst.

Amphibol - ill. pyroxenaraktische kfsa.

Amphibol - ill. pyroxenoides it tuff.
Amphibol - bez. Gyraxenoides it tuff.



Galenit és sphalerit, göthit és pyrolusit Toroczkóról.

Írta: DR. SZENTPÉTERY ZSIGMOND.

1910. év júniusában egyik nagyobb érchegységi kirándulásommal kapcsolatban a Toroczkó melletti vaspataki vasbányát is bejártam, amely akkor a felsősziléziai gleiwitzi vasipar r.-t.¹ tulajdona volt. A bányát Ásványtárunk igazgatójának, Dr. SZÁDECZKY K. GYULA professzor úrnak megbízásából azon okból jártam be, mert a társaság, amelyik e helyen nagyszabású munkálatokat végeztetett: altárót és sok melléktárót, járatot fúratott, a közlekedési eszközök gyarló volta s egyéb okok miatt 1909-ben abbahagyatta a munkálatokat; így félt volt, hogy ezek a nagyszerű feltárások a gondozás hiánya miatt éppen úgy be fognak omolni, mint ahogy nagyrésztben elpusztultak az e helyen volt régi bányák: a Vén, Poharas, Kablya, Csúpos stb. nevűek. Az aggodalom tényleg indokolt volt, mint arról a VITKOVSKY LAJOS bányapénztáros úr szíves segítségével tett bejárás alkalmával meggyőződhettem. A gondozás végett visszahagyott pár bányászúcs csak arra volt elég, hogy a bánya legfontosabb helyeit óvja meg az összeroskadástól.

A vasbánya Kossuth altárója Toroczkó községtől ÉÉNy-ra a Csiblok-hegy É-i oldalán az ú. n. Nyires-oldalon van, a Vaspatak kanyarulatánál. Ebből nyílnak a még bejárható helyek közül a Középjárat, Középtáró és a Hermányostáró, illetve ennek DDNy-i járata.

Úgy magából ezen vasbányából, mint annak környékéről Dr. SZÁDECZKY K. GYULA, Dr. RUZITSKA BÉLA és saját gyűjtésem révén gazdag anyag van Ásványtárunkban. Ezt az anyagot — amelyre vonatkozó részletes kutatásoknak és előfordulási viszonyoknak leírása most van folyamatban — átvizsgálva, pár olyan ásványra akadtam, amelyek eddigelé jórésztben nem, vagy pedig csak mint kétséges ásványok voltak e helyről ismeretesek.² Ezek közül itt a galenitet, sphaleritet, göthitet és pyrolusitot említem fel részletesebben.

¹ „Oberschlesische Eisenindustrie Actiengesellschaft in Gleiwitz“, mely a kitermelt vasércet feldolgozásra hazavitte Sziléziába.

² Dr. KOCH A.: Erdély ásványainak kritikai átnézete. Kolozsvár, 1885. 94—95. l.

A galenit ép úgy, mint a sphalerit is, a vasbányának sideritközeteiben fordul elő és pedig a galenit majdnem mindenik siderit darabban kimutatható, amelyekben vagy egyes kisebb-nagyobb rendkívül apró-szemeses halmazokat, vagy pedig különálló, 1 mm. nagyságig emelkedő kristályokat alkot. Olykor a sideritközeteiket keresztül-kasul szelvelő calcit erekben található, máskor a nagyon gyakori breccziás részekben szintén calcittal együtt. Az előbbi helyeken vannak a legjobban kiképződött kristályok. A galenit kristályai szabad-szemmel nézve sötét ólomszürkék, rendkívül erős fémfénnyel bírnak, a nagyobb, elég jól kivethető $\infty O \infty$ kristályokon a hexaédres hasadási is fel lehet ismerni. A csak mikroszkop alatt vizsgálható apró szemecskéknél az alakja — eltekintve attól, hogy határvonalai olykor el vannak mázolva, porladozva — meglehetősen szabálytalannak látszik. A látszólag szabálytalan szemecskék azonban a közelebbi vizsgálatnál több esetben igen sok kristályból álló halmazoknak bizonyultak, amely halmazokban a nagyon apró, többnyire éles körvonalú, négyzet átmetszetű kristályok határait néha ki is lehet venni, de különösen a szemecskékhalmazoknak a szélein a ki- és beugró szögek alapján látszik a sokszoros összenövés. Gyakori eset az is, hogy ezek a szemecskés halmazok a kőzetből nagyobb mennyiséget is magukba zárnak, úgy hogy valósággal szivacsos szerkezetűekké lesznek.

A sphalerit a galenittel összenöve, de külön is előfordul egyes siderit darabokban, de még a galenitnél is sokkal kisebb mennyiségben. Legfeljebb 0.3 mm.-es kristályainak alakja nem valami jó, leginkább szabálytalan szemecskék, amelyek rendkívül erős fénytörésükkel azonnal szembeötlenek. A kristályokon az igen jó hasadási vonalak a legtöbb esetben észlelhetők. A sphalerit színe halvány-sárga, vagy igen halvány sárgásbarna, kissé zavaros és csak részben átlátszó. Optikailag isotrop. Sok helyütt elváltozásnak indult. Az elváltozás eredményeképpen a legtöbb sphalerit kristályt igen vékony szegély veszi körül, amely kettőstöréssel is bír, sőt néha a belsőjükben is találunk ilyen anisotrop részeket, amelyekbe a sphalerit szinte észrevétlenül megy át. Szórványosan előfordul az az eset is, hogy az egész sphalerit kristály átalakult ilyen ásvánnyá és csak az egyes pseudomorphosák belsejében találunk isotrop szemecské-maradványaira. A sphalerit az ilyen helyeken, ahol erős átalakulásnak indult, valamivel erősebben színezett és vöröses ére is van vele együtt, amely néha körül is veszi.

A sphaleritből származó eme ásvány hasonlóan igen halvány-sárga, ritkán színtelen, fénytörése igen erős, a siderit nagyobbik

törésmutatójánál (γ) is jóval erősebb, a sphaleritétől is csak alig különbözik valami kicsit. Kettőtörési színe igen magas, de a sideriténél valamivel alacsonyabb. Egy szerencsés metszet alapján megállapíthattam, hogy egy optikai tengelyű és negatív karakterű, úgy, hogy a sphalerit rendes elváltozási termékére: a smithsonitra gondolhatnánk, amivő szénsav jelenlétében szokott elbomlani, csakhogy a smithsonitnál sokkal erősebb fénytörésű ez a kérdéses ásvány.

Úgy a galenitnek, mint a sphaleritnek a képződését vulkani útóműködésre vezethetjük vissza. Az érdekes, hogy míg a kristályos palákban (és mészkövekben) a pyrit olyan nagyon gyakori, de sphalerit, galenit egyáltalán nem fordul elő, addig a sideritközetekben viszont a pyrit hiányzik teljesen.

A göthit és pyrolusit a siderit elváltozásából származó limonit tömegekben fordul elő. A göthit sokkal gyakoribb. Rendes megjelenése az, hogy a limonit darabok rendkívül közönséges geodáinak falában, valamint a veséded, szőlőfürt stb. alakú vasfejjéle gömbös-héjas dudorokon vékony héjakat alkot, legkivül azonban rendesen igen vékony korom- vagy szurok-fekete színű, mangántartalmú vasérc-hártya¹ borítja. A göthit héjakon első tekintetre fel lehet ismerni a rostos szerkezetet. Szabad szemmel nézve végtelen finom tűknek és lemezeknek látszik, amelyek a geodák falára, valamint a dudorok külső részére merőlegesen vannak elhelyezve. Az általuk képezett kéreg, vagy hój csak ritkán vastagabb 1 mm.-nél, de egy helyütt a pyrolusit kéreg alatt 6 mm.-ig is felemelkedik. A kőzet belseje felé szintén rostos szerkezetű limonitba megy át, de néha két vagy több ilyen vékony göthit hój is látható, amelyeket egymástól limonitos héjak választanak el. Más esetekben a geoda legkülső kérge rostos limonit és ezen belül van a göthit, amely néha haematittal is társul. Egy ilyen, haematitban gazdag vasfejnek az alkotása a következő: A legkülső vékony szurokfekete hártyára 0.7 mm.-es vörös göthit kéreg következik, ezen belül rostos limonit, a másik oldalon haematit van. Ez viszont részben rostos vagy vékony lemezes és sugaras, részben szemcsésnek látszó, igen erősen csillogó haematitba, vagy egyenesen vaskos sötétbarna limonitba megy át,

¹ Ez a részben élőnek fénylő, részben fénytelen hártya a közelebbi vizsgálatnál a következőképpen viselkedett: a borax- és phosphorsó gyöngyöt oxydáló lángban még telítve is halványibolyára festette, a reducáló lángban zöldes lett a gyöngy. Keménysége 6 és 7 között van. Mikroszkop alatt opák feketének látszik közelebbi szerkezet nélkül. A gyakori élénk fényőre megjegyzem, hogy a vasfej külső fényes fekete színét a nagyobb Mn tartalommal szokták magyarázni. (HINTZE, C.: Handbuch d. Min. I. 2009 lap.)

amely a félgömbalakú dudornak a belsejét alkotja. Ez a belső limonit azonban apró göthit drusákat, esillogó haematit-fészkeket és nagyon szórványosan földes kiképződésű, vérvörös haematitot is tartalmaz. A vasfej alkotása tehát nagyon szabálytalan, az egyes alkotórészek egymással keveredve fordulnak elő benne. Legjobban elkülönült a többitől a göthit, amelykörhéjas megjelenésen kívül előfordul szabálytalan erekben és szalagokban is a limonit külső részén a felülethez közel, továbbá szabálytalan alakú halmazokban is.

A göthit színe szabad szemmel vörös, vörösbarna vagy sötétbarna, olykor élénk piros. Karszíne még az élénk jácint piros színűnek is sárgásbarna. Fénye változó, helyenként igen erős, majdnem gyémántfényű, különösen ilyen a rostos limonit között fel-felesillanó parányi élénk piros lemezkéké, — más helyütt gyengébb, néhol a fém-fényhez hasonló.

Mikroskop alatt általában kétféle megjelenési formáját lehet megkülönböztetni, az egyik a körhéjas-sugaras, a másik a limonittal keveredett végtelen parányi lemezkékből álló halmaz. A körhéjas-sugaras kiképződés a fent említett eseteken kívül látható még egyes quareszemek körül, de elkülönülve magában a limonit tömegben is, ahol az igen apró, tökéletlen sphaerolithos képződmények elég gyakoriak. A magában a limonitban húzódnó, többé-kevésbé merev szalagok és erek, amelyek a rostos szerkezet mellett a sugarashoz is közelednek, egyes helyeken kiöblösödnek és egyes opák fekete vas (vagy mangán) ére szemecskéket zárnak be. E szemecék körül a göthit szálaeskák körkörös sugarasan helyezkednek el épen úgy, mint azokon a helyeken, ahol egyes üregeket vesznek körül a kiszélesedett szalagok. Útöbbi helyeken néha drusásan végződnek az egyes lemezkék, szálaeskák. A vasfejes gömbökben a göthit és haematit nemcsak radiális-sugaras szerkezetű héjakban váltakozik egymással, de együtt is előfordul, úgy, hogy a göthit rostok közé egyes vérvörös haematit lemezek ékelődnek, amelyek viszont *magnetit*-be mennek át. Egyes rostos göthit héjak valósággal telve vannak parányi haematit lemezkékkel és magnetit szemecékkel, amelyek egyébként egyes fészkekben is összegyűlnek.

A göthit kristályalakja mindenütt hosszú oszlopos vagy éppen száras, olykor tűalakú. A körhéjas-rostos kiképződésűek 2 mm.-ig is felemelkedő igen vékony szálaekból állanak, amelyeknek finomságát a szálaek keresztmetszeteiben láthatjuk igen jól, ahol az egyes rostpamatok végeinek csoportja a μ nagyságig lesüllyedő szögletes szemecskék halmazának látszik. Ezek a szálaeskák az esetek legnagyobb részében szétágazó sugarasan helyezkednek egymás mellé,

igen ritkán közel egyközösen vagy egyközösen. A hosszanti irányban igen jó, erre merőlegesen valamivel gyengébb hasadással bírnak. A jó hasadás a (010) irányában, a kevésbé jó pedig, amelyet PELIKAN fedezett fel,¹ az (100) szerint megy. Jellemzi egyébként a göthit, hogy mikroszkop alatt a meglehetősen fémfényt a legtöbb esetben föl lehet ismerni, különösen a rendesen valamivel vastagabb esiszolatokban, — továbbá az, hogy rendkívül erős fénytöréssel bír. Színe a mikroszkop alatt uralkodólag vöröses, vagy barnássárga, alárendelten narancssárga, igen ritkán halványsárga. Kettős fénytörése magas, de az igen erős saját színe miatt közelebből nehéz meghatározni.

A göthit optikai orientatioja, valamint pleochroismusánál az absorptio egyes leírók szerint nagyon változó. Ez a tény LACROIX-t arra indította,² hogy a göthitnek azt a fajtáját, amelynél a γ a szálak, rostok hosszában van, továbbá az absorptio $= \gamma > \beta > \alpha$ és a tengelysík az (100), elkülönítette a göthittől és lepidocrocit név alatt külön tárgyalta. A normális göthitnél az absorptio³ olyan, hogy $\beta > \alpha > \gamma$ és a legkisebb absorptio a hosszanti irányban van,⁴ a tengelysík pedig a (001).⁵ — A toroczközi göthit közelebbi optikai orientatioját majdnem lehetetlenné teszi a rendkívül finom rostos kiképződés. Ammit megállapíthattam, hogy a rostok hosszában van a nagyobbik törésmutató. A pleochroismus az egyes különböző színű rostoknál különböző és általában meglehetősen gyenge, jóformán csakis az erősebb és gyengébb absorptióban nyilvánul: hosszukban (γ) sárgásbarnák, vörösbarnák vagy vörösek, harántul (α) sárgák, narancssárgák vagy világosvörösek. Ettől nagyon eltérő és sokkal erősebb pleochroismussal bír az említett igen szórványosan előforduló halványsárga vagy sárga színű göthitféleség, amelynek nyársszerű merev és tűalakú kristályokból álló legyezőszerűen szétágazó rostos halmazai beékelődnek az uralkodólag vörössárga színű körhéjas göthit sorokba. Ennek egyes rostjai hosszukban (γ) élénk narancssárgák barnás árnyalattal, vagy vörösbarnák, harántul (α) igen élénk világossárgák vagy sárgásfehérek. — Ezen szórványos adatok alapján (pleochroismus, absorptio, karakter hosszában) a toroczközi göthit tehát a lepidocrocit fajtával látszik megegyezni.

A pyrolusit a limonit üregeiben a legkülső korom vagy szurokfekete vasérchártya felületén fordul elő egyenetlen, igen finom,

¹ PELIKAN: Tschermaks Min. Petr. Mittheilungen, Wien 1888, 2 lap.

² LACROIX: Mineralogie de la France etc. III. Parts, Paris 1909. 360 lap.

³ JOHNSON: Neues Jahrbuch f. Min. G. P. Beilage Bd. 23., 337 lap.

⁴ A. PELIKAN: Tschermaks Min. Petr. Mittheilungen, Bd. 14, Wien 1888, 2 lap.

⁵ CESARO-ABRAHAM: Zeitschrift f. Krystallographie, Bd. 41. 110 lap.

ritkán kissé vastagabb bevonatokban, amelyek olykor selyemfényűek, máskor gyenge fémfényűek, ilyenek különösen a legyező vagy tollszerű bevonatok. Előfordul azután a pyrolusit különálló nagyobb, likaesos-szivaesos, több cm. nagyságú dudoros csomókban is, szintén a limonitdarabok felületén. Ilyen helyeken színe az acélszürkétől a szürkésfeketéig sokféle árnyalattal bír, olykor felületén gyengén sárgásba vagy barnásba is hajlik. Egy másik előfordulási módja a kéregszerű vagy gömbhéjas, amikor rendszeren fénytelen és vasfekete színű. Rendkívül lágy, úgy hogy az igen vékony bevonatokat több helyütt újjal is letörölhetjük, körömmel pedig mindenütt karcollható. KOEHLIN¹ a pyrolusitnak ezt a rendkívüli lágyágát a laza kiképződésre vezeti vissza és kimutatja, hogy változó keménységű: egyes részeinek keménysége 5 körül van. A kareszín még a legvilágosabb szürke színűnél is fekete vagy szürkésfekete.

A göthitnek és pyrolusitnak társásványai közül a felsoroltakon kívül felemlítem azt az opák fekete, élénk fémfényű vasércet, amelyen olykor a carbonatok R-es hasadására emlékeztető limonitos vonalakat látunk. A limonit itt néha megnövekedik jól láthatólag ezen opák vasérc rovására, amelynek ilyenkor egészen szabályos R-es átmenetszetei láthatók a limonitba beágyazva. Valószínűleg éppen úgy *magnetit* ez, mint a vasfejek külső részében említett szemcsék, amelyek ott haematitba mennek át, továbbá azok a fél mm.-ig emelkedő szabálytalan szemcsékből álló csomók, amelyek a limonitdarabok belsejében egyes helyeken összegyűlve, *quarc* szemcséket is körülzárnak. Gyakori társásvány a *quarc* is, amely általában kétféle megjelenésű: vagy egyes hullámosan sötétedő, zúzott szemekben és szemcsehalmazokban fordul elő rendszeren fehéresillámmal s olykor graphitszemecskékkel együtt, vagy pedig ép kristálykákból a főleg hosszúkás ovalis, vagy éppen éralakú kristályhalmazokban, melyeknek szerkezete gyakran granoblastos. A *calcit* legtöbbször vékonyabb-vastagabb erekben járja át a limonitkőzeteket, de előfordul a geodákban is fennőve parányi kristálykákból és halmazokban. A *siderit* mint relictum nagyon gyakori.

A tárgyalt ásványok *genesis*ének és *successió*jának méltatásánál tekintetbe kell vennünk a következőket:

A galenit és sphalerit csakis az üde sideritkőzetekben fordul elő és pedig legtöbbszörre az ezeket keresztül-kasul szelődő utólagos

¹ Tschermaks Min. Petr. Mittheilungen Bd. 9, Wien 1888, 34 lap.

caleit erekhez kötve. Ez a két sulfidére olyan szerepet játszik a sideritben, mint a pyrit a siderit telepek melletti kristályos mészkövekben és — palákban. A siderit elváltozása limonittá és egyéb érekké úgyszólván lépésről-lépésre követhető. A göthit, pyrolusit és magnetit az üde sideritközetekből hiányzik, míg az ezekből származó vasércekben meglehetősen gyakori, ugyanitt igen szép magnetit pseudomorphosák is láthatók siderit után. A haematit minimális mennyiségben úgy a kristályos mészkőben, mint a sideritben előfordul, de nagyobb mennyiségben esakis a limonitközetekben, azoknak is főleg a külső részeiben rendszeren göthittel együtt.

A paragenesis kérdésénél a vasérctelepnek a keletkezési módját is tekintetbe kell vennünk. Erre nézve W. SCHÖPPE az Aranyosfolyó melletti érctelepekről (amelyekhez, legalább is a szolcsvaiakhoz a toroczközi is kétségtelenül tartozik,) szóló értekezésében¹ azt írja, hogy a valószínűleg ópaleozoi korú üledékekkel váltakozva letelepült vasmangán lerakódások eredetileg concretiók lehettek a tenger fenekén, amelyeket azután a valószínűleg carbonkorú agyagpalák fedtek be. Az egész komplexumnak a kikristályosodását a késői carbonban történt hatalmas ráncosodások idézték elő, maga a vasérctelep s a benne előforduló ásványok jórésze pedig a harmadidőszaki vulkánosság kontakt hatása folytán képződött. Sokkal inkább megfelel azonban úgy a toroczközi, mint a Bélavár—Orest—Szolcsva között levő teljesen analog buzori vasérctelepekre és ásványaik paragenesisére nézve KRUSCH professor elmélete.² KRUSCH szerint u. i. a toroczközi eredeti vasérctelep metasomatosisnak köszöni létét, ami viszont a kristályospalákat átszelő „eruptivközetapophysák”-kal állana összefüggésben. Erre az utóbbira csak azt jegyzem meg, hogy a bányák körül nem találunk eruptivumot, esakis innen jóval délre Toroczkoszentgyörgy körül és innen keletre egy kis folton, úgy hogy inkább lehetne talán a metasomatosis egy a mélyben rejlő hatalmasabb intrusiók tömeg hatására visszavezetni. Ennek az intrusiók tömegnek köszönhetette létét, legalább is részben (a dinamikai okokon kívül)

¹ A Szolcsva feletti vasérctelepek képződésére nézve meg kell jegyezni, hogy Szolcsvától észak felé a SCHÖPPE munkájában is említett bogdáni s az innen északra fekvő még nagyobb érctelepeken keresztül a Muntyle Mare felé haladva, a kristályospalákban a gránit érintkezési hatásának mind fokozottabb példáit láthatjuk, logerősebb a hatás a közvetlen szomszédságban levő Bélavár—oresti vasmangánérc bányákban. Nézetem szerint tehát a Szolcsva feletti vasérctelepeknek legalább is az általam ismert jelentékenyebb részére, illetve ennek képződésére nézve főlegesen mást keresni, mint a Muntyle Mare gránittömegének kontakt hatását, minthogy a bányák szomszédságában fiatalabb vulkáni terméket nem is ismerünk.

² Zeitschrift für praktische Geologie. 1910, 309. lap.

a kristályos pala-mészkő-dolomit csoport is, amire szintén több bizonyíték van.¹ Ennek egy hatalmas része a felületre is jutott a nagyjában ÉÉNy-DDK-i irányú toroczkói mesoeffusziós vonulat képében. Hasonló irányú repedésen épült fel a toroczkószentgyörgyi kis vonulat is. A toroczkói vasbányákban az ére húzódása szintén összeesik ezzel az iránnyal. Így a kristályospalákban több párhuzamos repedést tételezhetünk fel, amelynek egy részén nem ömlött ki eruptivum, hanem csakis a mélyben maradt magmarész utóvulkáni működése folyt le és hozta létre az elsődleges éreket.

KRUSCH tehát metasomatosisnak tulajdonítja a magántartalmú sideritnek a származását és pedig a thermalis vasoldatoknak a mészkőre való hatásából. A siderit oxydatio útján limonittá változott, mely a volumenkülönbség miatt porosus, majd vasfejes lett. A másodlagos „oxydatios metasomatosis”² azután a limonitnak a mennyiségét nagyon megnövelte egyes övekben, mint a Hermányosi felső vágatban, ahonnan a legszebb göthit és pyrolusit példányok kerültek ki.

Az elmondottak alapján a tárgyalt ásványok successioja a következő volna: az utóvulkáni metasomatosis útján a sideriten (és rhodochrositon?) kívül kevés galenit és sphalerit is képződött. Velük egyidejűleg részben utánuk képződött a calcit, amely, amint említettem, az üde sideritközetekben vékonyabb vastagabb erek alakjában található, sőt ez ragasztja össze a nagyon gyakori dörzsölési breccias helyeken az összetört siderit halmazokat. A sideritből származó elsődleges oxydatios érecek közül túlnyomó a limonit, amelynek főleg a belsőbb részein magnetit, a külsőbb részein a magnetiten kívül göthit, haematit és pyrolusit van. A pyrolusit mennyisége aránylag igen kevés, noha a toroczkói siderit mangántartalma 8%-ig is fel-

¹ Ilyen érintkezési hatásra már KRUSCH is céloz a cukorszövetű márvány felemlítésénél (Zr. f. prakt. Geol. 1910. p. 174.), csak hogy ő ezt a kristályos palákat átszelő eruptív apophysáknak tulajdonítja.

² Az oxydatios zónának a képződésével karöltve haladó másodlagos: „oxydatios metasomatosis”-nak az oka KRUSCH szerint (id. h. p. 174—176) az, hogy Toroczkón az eredeti vasérctelep mellékköze kristályos mészkő, amit a siderit széteséséből származó oldatok nagyon könnyen átalakítottak. A végső elváltozási termék itt is a limonit. Ez a másodlagos metasomatosis adta meg az érctelepnek a végleges formáját. A hatása KRUSCH szerint nagyon mélyen lenyúlt, majdnem az oxydatios zóna alsó határáig, a vasbánya Kossuth altárója fölött 20 m.-re, tehát az ebben a szintben levő Középjáratban már a másodlagos metasomatosis termékeit találunk. A sajátosságos mindössze az, hogy, habár a vasérctelep vastagsága itt tényleg sokkal vastagabb, mint a mélyebb altáróban, de a sideritnek szinte fokról-fokra való limonitosodását itt is észlelhetjük, sőt a Hermányos felső vágatában is, úgy hogy azt kellene föltennünk, hogy a másodlagos metasomatosis útján is először siderit képződött.

megy¹ (tehát az arány a Fe és Mn között=100:24), így azt kell feltételezni, hogy a Mn jó része a limonithoz van kötve. Az üde sideritdarabokban még meglévő ólom-zinksulfid elváltozásából származó terméket, talán ezen ásványok eredetileg is kevés volta miatt, nem tudtam a limonitkőzetekből kimutatni. A másodlagos: „oxydatios metasomatosis” útján a vas és mangánérccek képződése megismétlődhetett. Hogy mely részek ásványai tartoznak ide, azt csak annak ismerete alapján lehet eldönteni, hogy az eredeti hasadékon (az eredeti érctelep vastagságán) kívül esnek-e a gyűjtött példányok, így ha a Középjárás vasérccei nem is, de a Hermányosi felső vágatból kikerült vasérccek e második generatiohoz tartozhatnak. A képződési sorozatot befejezte a calcit, legalább is abban a megjelenési formájában, amelyben a limonitdarabok legkülső felületén kristályhalmazokat formál, de lehet, hogy ide tartoznak azok a calciterek is, amelyek a Hermányosi felső vágat vasércceit járják át.

¹ Zeitschr. f. prakt. Geol. 1910. p. 176.

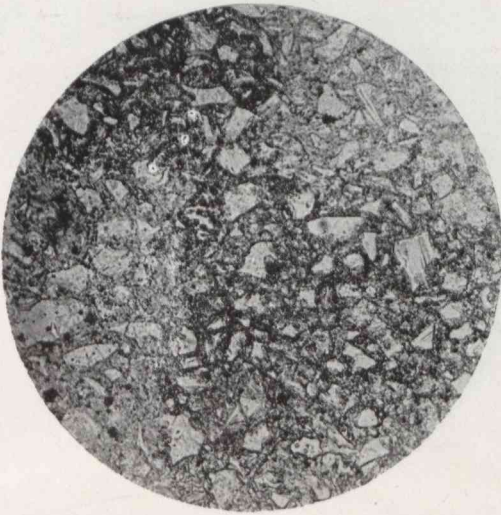


I. és II. tábla magyarázata.

- I. 1. Elmeszesedett tufa. 40 μ -nyi és kisebb, víztiszta, részben szálas, horzsaköves üvegszilánkok, elmeszesedett, agyagos részbe ágyazva. Györgyfalva. Égett-erdő (5682 b.) Közöséges fény, felső beállítás. 120 \times nagy.
- I. 2. Elmeszesedett horzsaköves tufa, kevés zúzott quarecal. A nagyobb horzsaködarabok 250 μ körüli hosszúságúak. Szamosfalva. V. muratori. (5620). Köz. fény. 80 \times nagy.
- I. 3. Tufás márga, kevés 30 μ -nyi üvegszállal. vékony csillámfoszlányokkal, diatomea és egyéb növényi maradványokkal. Dezmér. Kincstári tanya alatt Ny-ra árok. (5623₉). Köz. fény. 380 \times nagy.
- I. 4. Tufás márga. 60 μ körüli, szélén elváltozott üvegszilánkokat, sok apró quareszemet és mészszeleméket bőven tartalmazó, átkristályosodó agyag $\frac{1}{3}$ mm. nagyságú Foraminiforával (Rotalia) u. o. (5622 b.) Köz. fény. 65 \times nagy. 29. l.
- I. 5. Meszes tufa. 40 μ -nyi és kisebb üvegszilánkok apró szemű kristályokká meszesedett kötőanyagban. Vérvölgytől Ny-ra a hágón (2042). Köz. fény. 207 \times nagy.
- I. 6. u. a. \vdash nikolok között pol. fényben az isotrop üvegrészek viszonyos mennyiségének feltüntetésére.
- II. 1. Amphibolandesit ásványtufa. Fehér, többnyire idiomorph, részben zonás, üvegzárványos plagioklas (labradorit, bytownit) kristályok: sötét (valóságban barnás-zöld) amphibolok; erősen felfújtt szálas üveg. Györgyfalva. Hídpatak. (5683^b). Köz. fény 26 \times nagy. 30. l.
- II. 2. u. a. \vdash nikolok között pol. fényben. A földpátok zonás szerkezete, ikerképződése bemutatására.
- II. 3. Horzsaköves, szálas, felfújtt üvegrészlet az előbbiből, köz. szétszórt fényben 245 \times nagy. A sötét ásvány amphibol. Alul limonites folt.
- II. 4. 40 μ -nyi és kisebb üvegszilánkot, kevés chloritot, fekete pontokat tartalmazó zöldes agyag. Györgyfalva. Hídpatak. Köz. szétszórt fényben mély beállítás. (5684). 365 \times nagy.
- II. 5. Agyagos dacittufa. Vékony, víztiszta, $\frac{1}{3}$ mm.-nyi, részben ágas üvegszálak és sárgás horzsaködarabkák és üveges csövek metszetei átkristályosodó, barnás, habos agyagos részben, melyben kevés 25 μ -nyi zúzott quare és csillámszál is van. Kolozsvár. Plecskaárok felső része (7265 P.) Köz. fény. 20 \times nagy.
- II. 6. Lutein rostokból összeszövődő quarzin (alól), ami quarzba megy át, éppen úgy, mint a sructollszerű chaledon is (felül balra), márgában. Visa. Surlódomb (5274). \vdash nikolok közt. 40 \times nagy.

Javítandó: 81. lapon alulról 15. sorban (II. tábla 6 kép) törölendő.

91. „ felülről 20. „ kolozsvári helyett kolozsi.



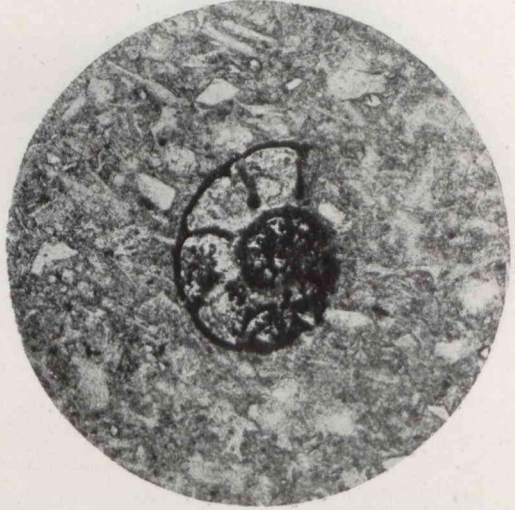
1



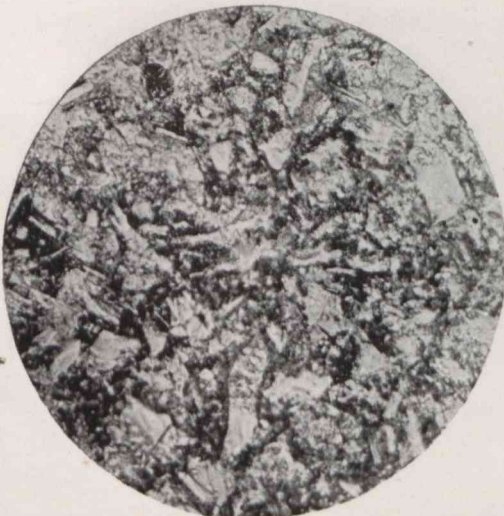
2



3



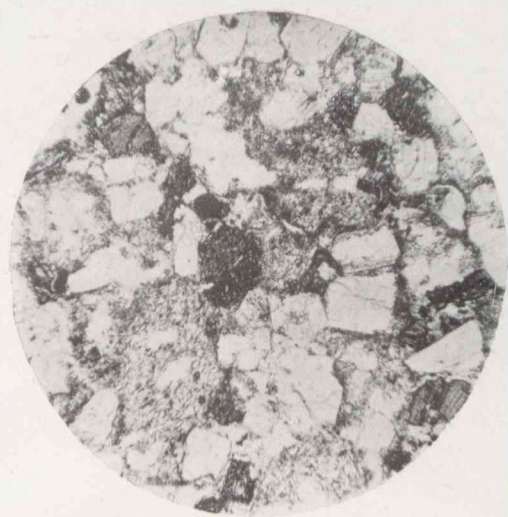
4



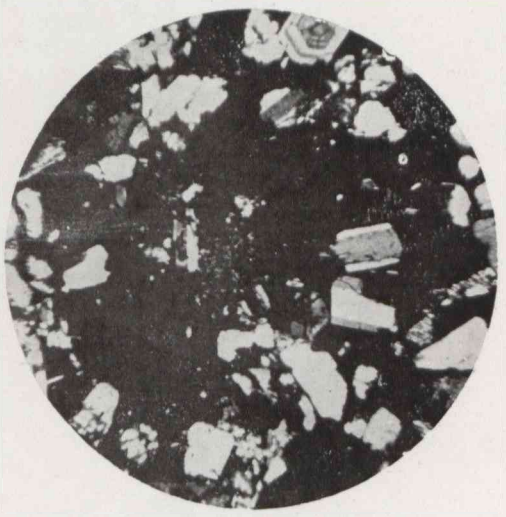
5



6



1



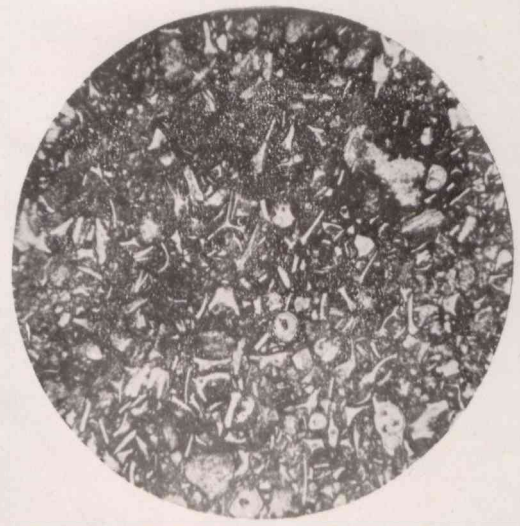
2



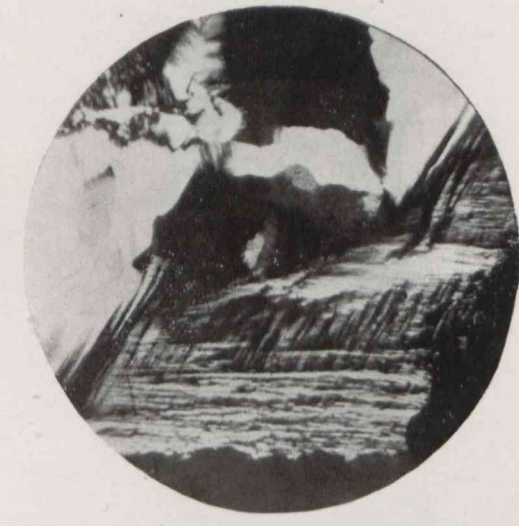
3



4



5



6

Tartalomjegyzék :

	Lap
I. A kolozsvári Nagyszopor és környéke. A Nagyszopor szamosfalvi antiklinális	3
A Nagyszopor csoportjának tufái mikroszkop alatt	6
II. A szamosfalvi Sós-kút környéke	10
A szamosfalvi Sós-kút környéke tufáinak mikroskopi képe	12
III. A szamosfalvi Kiskeselya antiklinális	15
A Kiskeselya vonulat tufáinak mikroskopi képe	16
IV. A dezméri antiklinális	17
A dezméri antiklinális tufáinak mikroskopi képe	20
V. Kolozspata—Györgyfalva—kolozsvári (vérvölgyi) antiklinális	22
A Vérvölgy antiklinális tufás rétegeinek részletesebb vonásai	26
VI. Az apahidai MÁV. állomás antiklinális	32
Az apahidai MÁV. állomás vonulata tufájának mikroskopi képe	35
VII. Az Apahida—kolozskarai antiklinális	38
Az Apahida—kolozskarai antiklinális tufarétegei részletesebb vizsgálatának eredménye	41
VIII. Az Apahida—kolozskarai vasúti állomás antiklinális	48
A Pusztaszilvás—kolozskarai állomás antiklinális tufás rétegeinek közlelőbbi vonásai	50
IX. A Kolozs—Kötelend—visai antiklinális. A) Kolozs—Kötelend közti rész	55
B) A Kötelend—visai antiklinális vonulatrész	58
A Kolozs—kötelendi antiklinális rész tufáinak részletesebb leírása	60
X. A Visa—kolozskorpádi tufavonulatnak és ettől K-re eső tufás rétegeknek áttekintése	66
A Visa—kolozskorpádi antiklinális vonulat és a Magyaros—Botos tufáinak mikroskopi képe	71
XI. A visai kitérés központ dacittufás kőzetei, stratigraphiai és tektonikai áttekintéssel	77
XII. A főbb eredmények összefoglalása és a levonható következtetések	86
Táblamagyarázat	95

MÚZEUMI FÜZETEK

MITTEILUNGEN AUS DER MINERALOGISCH- GEOLOGISCHEN SAMMLUNG DES SIEBENBÜRGISCHEN NATIONALMUSEUMS.

REDIGIERT VON DR. JULIUS von SZÁDECZKY K.

IV. Bd.

1917.

Nr. 1.

Tuffstudien in Siebenbürgen.

III. Die Tuffe des Gebietes zwischen Kolozsvár, Kolozs und Visa.

Mit einer geologischen Karte und 2 Tafeln.

Von Univ.-Professor Dr. JULIUS von SZÁDECZKY K.

In meiner erster Abhandlung¹ über die Tuffe des Siebenbürger Beckens habe ich einen Typus der auf dem gefalteten *Kolozser* Gebiet vorkommenden Tuffe beschrieben, wo sich mehrere gut unterscheidbare Tuffschichten in der Reihe der übrigen lehmigen, sandigen Sedimente finden, mit denen zusammen auch die aus der Tiefe empordrängenden Kochsalz- und Gypsablagerungen vorkommen. Die Kolozser Falte ist eine schräge Falte mit einem abschüssigern südöstlichen Flügel.

In meiner zweiten Abhandlung² habe ich die Rolle der Tuffe am Rande des Miocänbeckens auf dem nicht gefalteten Gebiet von *Kolozsvár* erörtert, wo wir im Hójazuge die dicht aufeinander folgenden Tuffschichten gleichsam vereint sehen, zwischen denen jedoch auch Globigerinen führende Mergelschichten in der Reihe der tafelförmig gelagerten Schichten vorkommen. Diese mittlern Miocän-sedimente transgredieren stark über die Reihe der Oligocän- und Eocänschichten hin.

Vom Rande aus den Kolozsvärer Tuffschichten in das Innere des Beckens folgend hatten wir gesehen, dass dieselben an der Ostseite von Kolozsvár, wo die Gypsschichten auftreten, sich weitgehend zerstückelt und abgerutscht zusammen mit den über ihnen noch stark hervortretenden sarmatischen Schichten vorfinden, an

¹ Band II. dieser Hefte Seite 295.

² Ebendort III. Band Seite 233.

deren ursprünglicher Stelle auf der Feleker Höhe auch wenig Dacittuff vorhanden ist.

Auf beiden, bezüglich ihrer Tektonik wesentlich von einander verschiedenen Tuffschichten führenden Gebieten finden wir ausser der herrschenden Dacittuffschichten in der Reihe der an die Oberfläche gelangenden tiefsten Miocänschichten auch von den Dacittuffen ganz verschiedene, reinere, aber ganz dünne Schichten bildende *Andesittuff* rein vulkanischer Herkunft. Während diese Kolozsvärer Amphibolandesittuffe höchst wahrscheinlich aus dem Siebenbürgischen Erzgebirge stammen, habe ich einesteils die nahe Ausbruchsstelle der Dacittuffe auf dem Kolozser Farkasesúp festgestellt, andererseits müssen wir eine solche auch westlich von Kolozsvár irgendwo auf dem Randgebiet zwischen Kisbács und Szueság annehmen.

Der Zweck der vorliegenden III-ten Mitteilung ist es, dem Zusammenhang dieser beiden tektonisch verschiedenen Tuffgebiete auf die Spur zu kommen und bezüglich des ganzen Gebietes zu allgemeinen Folgerungen zu gelangen. Als Fortsetzung meiner zweiten Abhandlung beginne ich die Beschreibung mit den Tuffschichten des bereits skizzierten Kolozsvärer Gígánypatak, der in der Nachbarschaft des Békás und Ferseel befindlichen Nagyszoporgruppe.

I. Der Kolozsvärer Nagyszopor und seine Umgebung. Die Antiklinale Nagyszopor—Szamosfalva.

Ausser dem auf der Generalstabskarte „Nagyszopor“ genannten 461 m. hohen Hügel zähle ich zu dieser Gruppe noch den hiervon westlich gelegenen *Szt.-Jakabtere* (449 m.), sowie den südlich sich erhebenden *Borhánas* (472 m.), also den ganzen zwischen dem *Békáspatak* und dessen von Osten kommenden, *Kandapatak* genannten Anfangstal, sowie dem Kolozsvärer *Sóskút-patak* (auch *Zavarospatak* und *Határpatak* genannt) liegenden Hügelzug am rechten Ufer des Szamos.

An sehr vielen Stellen dieses grossen Gebietes ist Dacittuff zu finden, aber meist nur in zerstreuten Scherben oder in einzelnen auf den Ackerfeldern zu mutmassenden Zügen, welche bezüglich der Lagerung nicht immer sichere Schlüsse gestatten, so an der Nordseite der *Szt.-Jakabtere* in ca. 420 m. Höhe, weiterhin am Nordwestabhang in tieferer Lage.

An letzterer Stelle fand ich über dem mit 373 m. bezeichneten Hügeln 1914 in einem kleinen Steinbruch auch zusammenhängend

Tuffe, dessen Schichten unter 25° gegen W einfallen. Die Fortsetzung dieses Zuges ist oberhalb des DANZINGER'schen Meierhofes im Acker sichtbar. An der Südseite dieser Erhebung ist der Tuff gleichfalls in zusammenhängenderen Schichten zu sehen auf dem Grunde des Györgyfalvaer rumänischen Pfarrers in ca 400 m. Höhe, weiterhin an dem gegen den N.-Szopor zu verlaufenden Abhang und auch tiefer unten gegen den Kandabach zu auf dem Weg, wo ich gegen NW fallende Schichten gemessen habe. Weiter unten im Bett des Kandabaches gibt es auch Kochsalzausblühungen.

Im Allgemeinen finden wir in NO-SW-lichem Verlauf mehrere Tuffzüge auf dem Gipfel des Borhânes, am schönsten aufgeschlossen an der Westseite in der Gegend des neuen Weges, wo ich in einem primitiven Steinbruch 1914 35' nordwestliches Fallen des dichten, mehr als 1 m. dicken Tuff gemessen habe, über dem sandige Schichten folgen.

Zwei andere Tuffzüge von ähnlicher Streichrichtung fand ich am SO- und S-abhang des Borhânes, von denen der obere aus dichtem schwachgeschichtetem, der untere jedoch aus festem, gestreiftem Tuff besteht. Im Zuge des letztern findet sich auch dichter, kalkiger Tuff. In der Streichrichtung des an der Westseite des Borhânesgipfel sich ziehenden Tuff über dem am Ostfluss des N.-Szopor befindlichen Kolozsvärer Salzbrunnen, weiterhin über dem Salzwächterhaus, wo die Streichrichtung besser zu sehen ist, finden wir einen längern Tuffzug. Dies sind meist dichte Tuffe, aber beim Salzbrunnen am Rande des alluvialen Sedimentes des Salzaches fand ich 1902. in dem aufgelassenen Steinbruch auch einen Mineraltuff, auf Grund dessen dieser Zug zum untersten (I.) Tuffzug gerechnet werden muss. Weiter oben in ca 380 m. Höhe zu beiden Seiten des vom Gipfel des N.-Szopor kommenden nördlichen Grabens finden wir einen Tuffzug, dessen dichte, weisse, feinkörnige mineralreiche Schichten (II.) dem am Ostabhang des Borhânesgipfels befindlichen obern Tuff ähneln. Derartige Scherben kann man am Nordhang des N.-Szopor auf den Äckern in mehreren Zügen auflesen. An der Ostseite des N.-Szopor in ca 480 m. Höhe ist gleichfalls ein dünnerer Zug zu finden (III.), dessen streifige Tuffe dem an der Ostseite des Borhânes gefundenen untern Tuff ähneln.

Die Lagerung dieser zu der Tuffgruppe des Kolozsvärer Salzbrunnens zu zählenden Tuffe war nicht deutlich zu sehen. Diesbezüglich gibt die NNO-SSW-liche Streichrichtung des im untern Niveau befindlichen Tuff einige Aufklärung. Über dem Salzbrunnen befindet sich ein alter aufgelassener Steinbruch, dessen Schichten

ziemlich steil, bis zu 35° in verschiedener Richtung einfallen namentlich gegen W zu, aber auch gegen SW, offenbar, weil sie abgebrochen sind.

Die Tuffschichten des höheren Niveau verraten nicht ein so starkes Einfallen. Wir sehen hier an dem von Wasserläufen durchfurchten beckenartig sich einkrümmenden Hang vier kleinere Stufen. Diese stehen z. T. mit Brüchen und Rutschungen im Zusammenhang, welche stellenweise die Tuffschichten besser aufschliessen, aber nicht sosehr, dass ihre Lagerung genau bestimmt werden könne.

Diese Tuffe sind alle dicht, z. T. mergelig, schieferig und lassen wegen der geringen Grösse ihrer Körner mit freiem Auge kaum etwas erkennen. Derartige Tuffe nannten die ersten Wiener Aufnahmegeologen in den 60-er Jahren entsprechend dem in einzelnen Gegenden gebräuchlichen volkstümlichen Ausdruck unrichtig „Palla“ (-Schiefer).¹ Diese Tuffe ähneln also mit freiem Auge betrachtet den — in meiner II-ten Veröffentlichung ausführlich beschriebenen — für das oberste Niveau des mittlern Miocän charakteristischen Tuffen. Diese Zeit der Ablagerung scheint nicht nur der Umstand zu bestätigen, dass im Zusammenhang mit diesen Tuffen nicht nur auf den Gipfeln des N.-Szopor und Szt.-Jakabtere im ihren wesentlichen Zügen mit dem Feleker sarmatischen Sandstein übereinstimmende Gesteine und deren zerfallenes Material vorkommen, sondern wir finden auch an vielen Stellen in tiefern Lagen, hauptsächlich an der Ostseite des Nagyszopor reichlich solche abgebrochene und abgerutschte Sandsteingebilde.

Noch wichtiger sind die Versteinerungen, die ich zwischen der untern und mittlern Tuffschicht westlich vom Salzwächterhaus in sandigen, kalkigen Schichten gefunden habe und in deren Fauna nach der Bestimmung Dr. ELEMÉR VADÁSZ' folgende Arten vorkommen: Schnecken und Muschelebryonen, Bryozoa-, Cidaris und Serpula-Bruchstücke; Cythereis sp. (Ostracoda) Otolithus (Solea?) sp., Nodosaria (Dentalina) sp., Pulvinulina Schreibersii Orb. sp., Truncatulina Akneriana Orb. sp., Discorbina sp., Polystomella aculeata Orb., Polystomella striatopunctata F. A. M. sp., Polystomella crispa L. sp., Polystomella macella F. A. M. sp. Auf Grund dieser folgert er auf „ausgesprochen obermediterrane“ aber „starkausgesüzte“-Sedimente.

Die Tektonik betreffend entfalten sich auf diesem grossen Gebiete vor uns die westlichen Flügelteile einer NNO—SSW-lich

¹ Fr. Ritter v. Hauser u. Dr. G. Stacho. Geologie Siebenbürgens 1863. S. 85, 107 u. f.

gehenden Antiklinale, deren Achse von der Borhánesspitze über den Kolozsvärer Sósút zum Borzás geht. Es scheint, dass auf dem westlichen Flügel dieser Hauptfalte auf dem Szt.-Jakabtere auch ein sich wiederholender Anhang vorkommt.

Die an der Bildung der Antiklinale teilnehmenden Gesteine sind die folgenden: Um den auf dem Grunde des Salzbrunnen voraus zu setzenden Kochsalzkern ist dichter Mezösóger Globigerinenmergel. Hierauf folgt der meistens dichte Tuff, der untern Tuffgruppe (I.) durch Mergelschichten voneinander getrennt. Der Tuff beträgt in dem 6 M. dicken Aufschluss des verlassenen Steinbruches insgesamt ungefähr 3 M. In der die zwei untern Tuffschichten voneinander trennenden Reihe ist auch gypsführender Mergel. Über der ersten Tuffgruppe folgen mit Mergeln abwechselnde feinkörnige, sandige, kalkige Schichten mit der oben aufgezählten, mittelmiozänen (obermediterranen) Brackwasserfauna.

Zwischen dem dichten Material der über dem untern Tuff auf 30–40 m. folgenden mittleren Tuffschicht (II.) kommt auch ein wenig mineralienreicher Tuff vor. Über diesem in einer Höhe von 15–20 m. folgt dann der obere Tuff (III), zwischen dessen Gliedern auch einesteils dünne, dichte, streifige, Tuffschichten, andererseits verkalkende Tuffschichten vorkommen. Hierauf folgt auf der Spitze des Nagyszopor als auch des Szt.-Jakabtere, der mit dem Feleker übereinstimmende gröbere Sandstein.

Die langen Tuffzüge wie auch das an mehreren Stellen gut sichtbare Einfallen der Schichten machen das Bild genügend erkennbar. Also sich von der Kolozsvärer Umrandung entfernend, sind die Schichten viel weniger zerrissen, herabgeglitten, als auf der in der II. Abhandlung besprochenen Feleker Lehne.

Von der Borhánestető südlich in $\frac{3}{4}$ Km. Entfernung fallen die Schichten schon steil gegen N ein, folglich setzt sich die Antiklinale des Kolozsvärer Sósút gegen Felek nicht weiter fort. Hierher kommt von Pata aus in der Richtung des Vervölgy eine Antiklinale. Dagegen kommen auch auf der nördlichen, gegen den Sósút führenden Weg an mehreren grösseren Stellen den vorigen ähnliche dichte Tuffe vor, in deren Richtung sich, jenseits des Eperjes Baches gegen den Eperjestere, diese Antiklinale weiter zieht. An diesen Tuffen entlang von dem Kolozsvärer Salzbrunnen N-lich 1 km. weit auf dem rechtseitigen Abhang des Baches ist unter einem, auch auf der Karte eingezeichneten Brunnen ein deutliches Salzgebiet.

N. östlich hiervon auf dem auf der rechten Seite des Baches sich erhebenden Ackerfeld Namens Csurgó treffen wir ein ansehnliches

Tuffgebiet auf beiden Seiten des Hügels, wo man denselben 1902. in Steinbrüchen gewann. Auf dessen Seite gegen Szamosfalva habe ich in dem 2 M dicken Tuffaufschluss ein NW-liches 16° betragendes Einfallen gemessen. Der mit 425 m. bezeichnete *Borzástető* erhebt sich aus dem Csurgó. An dessen gegen NNO fallendem Abhang war 1902. auch ein Steinbruch, in welchem die Tuffschichten unter 30° gegen OSO sich neigten. Dies sind dichte Tuffen, in denen stellenweise untergeordnet auch graue Streifen, mit Diagonalschichtung erscheinen. Unterhalb in dem Graben des gegen K.-Pata führenden Fahrweg, habe ich in der mit Mergel abwechselnden 1 dm. starken Tuffschicht ein 40° betragendes O-liches Einfallen gemessen. Es ist also nicht zu zweifeln, dass sich diese Antiklinale gegen den Szamos weiter zieht, an deren Verlauf die mit Salzgewächsen bedeckte Patarét und weiter der von dem Friedmannschen Meierhof westlich auf der rechten Seite des Szamos (Kote 311 m.) befindliche Salzteich liegt. Von diesem Teiche NNO-lich fallen auf der rechten Seite des Szamos die glimmerreichen Mergelschichten sanft gegen SO ein. Die zu dem östlichen Flügel dieser Falte gehörigen, im Folge des Abbruchs verschiedenartig, im Ganzen aber östlich einfallenden Tuffschichten, finden wir auf der Spitze der dem Kolozsvärer Salzbrunnen gegenüberliegenden, von der rechten Seite des *Határ* (Sós) *patak* kommenden *Kölemenárook* genannten Kluft, über derselben Sandsteine, zwischen diesen auch concretionale runde Gebilde. In der Richtung des Streichens dieser Tuffe, 1 km. südwärts, ist auf der westlichen Seite des Hügels ein tuffiger Zug zu sehen, welchen man mit kleinern Unterbrechungen 1½ km. lang in südlicher Richtung über die *Cseretető* auf der westlichen Spitze des Határdomb (auf der Karte Sub. Sipotele) verfolgen kann. Über diesem liegt hier Sandstein. Diese Schicht führt hinüber zu der Antiklinale des Vervölgy. Die Glieder dieser tiefern Tuffzüge zeigen sich auf der westlichen Seite des Határdomb, über der Quelle des *Nóta Pista* und weiter NO-lich auf der Wiese.

Die Tuffe der Nagyszoporgruppe unter dem Mikroskop.

Damit wir diese Tuffe mit den in meinen vorigen Mitteilungen eingehend behandelten Tuffen näher miteinander vergleichen können, beziehungsweise, damit wir diese, wegen ihrer Kleinkörnigkeit mit freiem Auge meistens nicht prüfbar und somit gar nichts verratenden Gebilde kennen lernen, bedarf es einer eingehenden mikroskopischen Untersuchung.

Ich schicke schon hier voraus, dass sich das mikroskopische Bild dieser Tuffe demnach bedeutend verändert, ob das Gestein frisch oder infolge der Verwitterung an der Oberfläche zu einem weissen porzellanartigen Gebilde geworden ist.

Aus dem untern Tuffzug in dem *an der Westseite des Borhânes* liegenden Steinbruch habe ich solches wohlerhaltenes Gestein gefunden, welches auch mit freiem Auge lebhaft an den beschriebenen, frischen, dichten Tuff aus dem Vadasárok, südlich von Kolozsvár erinnert. Dies ist wesentlich feiner Bimssteintuff dessen 20–40 μ lange, dünn aufgeblasenen, spitzendigen Glasfäden, locker in wirren Haufen wie geschorenes Haar, sich in flaumartigen, pelitischen, tonigen Mergelsedimenten zusammenhäufen. Es sind auch kleinere dichte, nicht nur farblose, sondern auch färbige Glassplitter zwischen ihnen, weiterhin *Muskovitglimmer*fäden, wenig Quarz und Feldspat. Die Glasgebilde machen ungefähr die Hälfte des Gesteins aus und seine feinen Fäden blieben im weichen Ton unversehrt. Ein anderes hierher gehöriges Gestein enthält noch feinere, ähnliche wirre, manchmal gabelartig endende 25 μ lange Fäden und es sind in ihm noch mehr, ungefähr $\frac{2}{3}$ des Gesteins ausmachende nicht vulkanische tonige, glimmerige Gebilde, zwischen denen hie und da zerstreut auch kleinere Kalkkörnchen vorkommen.

In den verwitterten Tuffen ist es schwer, die ursprünglich gesondert stehenden Glasteile von einander zu unterscheiden, denn manchmal verschmelzen sie bis zur Unkenntlichkeit mit einander, nur hie und da bleibt ein Stück, welches gewöhnlich verrät, dass ihre Grösse die der in ihnen befindlichen Mineralien wie: Glimmer, Feldspat, Quarz fast erreicht. In dem einen ist mehr kalkiger Ton und neben den vorher erwähnten Mineralien auch kleine *Kalksteinstückchen* vorhanden. In einem andern aber erscheinen zwischen den tonigen Partikeln auch kleine 20–30 μ grosse globigerinenartige, dünne, kalkschalige Kugeln, weiterhin sehr kleine Kugelgebilde, von einigen μ Durchmesser, welche Strahlen mit negativer Doppelbrechung aufweisen. Ausser diesen befinden sich in ihnen, an Blumenblätter erinnernde, der Länge nach negative, stark doppelbrechende sphärokristalline Gebilde.

Die dichten Tuffe des über dem Kolozsvärer *Salzbrunnen* befindlichen, alten Steinbruchs sind auch diesen ähnliche, dichte, verwitterte Tuffe, deren mikroskopisches Bild das folgende ist: In dem einen harten, festen Tuff sehen wir bei kleiner Vergrösserung in zerstreutem Licht, ein ineinander laufendes, dichtes Netz von kleinen gekrümmten Fäden. Der überwiegende Teil ist amorphes Glas, nur

höchstens der zehnte Teil ist fremder, meist aus dem kristallinen Schiefergebirge stammender 40–60 μ grosser Quarz, Muskovit, Chlorittrümmer und Limonitbüschel, zerstreut zoogloenartige¹ Punkte. Das Glas ist rein, weiss, dicht, z. T. fädig, löcherig. In den Löchern sind gelbe, einige μ grosse sekundäre Gebilde von Ziegelform, 50 μ grosse Tonverunreinigungen sind in ihm nur wenig.

Es ähnelt diesen auch ein anderer und dritter hier gehöriger Dacittuff, welche indessen grosskörniger sind, insoweit als die mittlere Grösse des in grösserem Masstabe als vorhin vorkommenden kristallinen Schiefers und der Mineraltrümmer 100 μ ist. Zwischen diesen kommt auch basischer *Plagioklas* vor, manchmal mit *Quarz* verwachsen, selten auch *Biotit*.

Zu der tiefsten Tuffschicht dieses Steinbruchs muss ich noch den 1903. von hier gebrachten z. T. sehr limonitreichen Mineraltuff zählen, in welchem wir mit dem Mikroskop 1 mm. grosse und kleinere, meist Dacitmineralkörner, besonders viel *Plagioklas* treffen, welches vorherrschend $\frac{1}{8}$ – $\frac{1}{4}$ mm. grosse, z. T. zonenartige Bruchstücke sind, weiterhin *Biotit* und *Quarz*. Ausser den veränderten, bimssteinigen Glasfäden und der kristallinisch gewordenen Dacitgrundmasse finden wir wenig alten zertrümmerten *Quarz*, *Quarzit* und andere alte Mineralien und Gesteinstrümmer.

Der zwischen der I. und II. Tuffgruppe befindliche kleine organische Gebilde enthaltende Kalksand besteht vorherrschend aus $\frac{1}{8}$ mm. grossen, doch auch $\frac{1}{2}$ mm. erreichenden Quarzkörnern, zwischen denen kristalline Schiefertrümmer, weiter reichlich *Muskovit*, *Mikroklin* und anderer Feldspat, in einigen verschiedenartige Glasbruchstücke sich befinden. Im Dünnschliff eines andern von hier stammenden Sandsteins umgibt ein 150 μ grosses undulös auslöschendes Quarzkorn eine 15–30 μ dicke körnige Kalkhülle.

In einen dritten von hier stammenden Versteinerungen führenden Sandstein vermehrt sich schichtweise auch der Kalk und es kommen auch Lithothamnienbruchstücke darin vor.

Die Glieder des II. Tuffzuges sind z. T. den Gliedern des I. ähnliche Tuffe mit kleinen Glasfäden, Ton und wenig Sand, in welchen 20–30 μ grosse mit gekrümmten Seiten begrenzte Glasstückchen und Stäbchen und bis zu 35 μ Länge sich erhebende Glasfäden und Sandsteinstücke gemischt sind mit ebensoviel, oft doppelt soviel nicht vulkanischem, wenig kleinem 10–20 μ grossem Glimmer und mit noch weniger Quarz enthaltenden Tonsedimenten. Der Ton ist zum

¹ Band III. Heft 2. dieser Hefte. Seite 276.

grössten Teil isotrop und enthält nur wenig kristallinisch ausgebildete Teile. Aber es sind dazwischen auch grösserkörnige aus 60 μ grossen Glassplittern bestehende tonige Sedimente, welche indessen Mineralbruchstücke, Muskovit, Quarz in noch geringerem Masse enthalten.

Einen auffallendern neuen Zug verrät die *III. Tuffschicht*, zwischen deren Gliedern wir einesteils dichten geschichteten Tuff, andernteils verkalkten Tuff, der mit freiem Auge Kalkstein oder Mergel zu sein scheint, finden. Die erste von diesen, der streife Tuff enthält bei weitem mehr und grössere Mineralien, als wir sie in dem in dem I. und II. Zug herrschenden Gestein kennen gelernt haben. In einem der untersuchten Gesteine, im Tuffe, der unter dem 461 m. hohen, breiten, sandigen Gipfel des Nagyszopor von der östlichen Seite stammt, und verkalkt verwittert ist, herrscht der glasige Bestandteil stellenweise sehr stark; dazwischen sind verwitterte Bimssteinbruchstücke kleiner als $\frac{1}{2}$ mm. vermischt mit Ton und Mergel. Es wechselt ein solcher Streifen gelegentlich mit einer solchen im Ganzen $\frac{3}{4}$ mm. dicken Schicht, in welcher aus dem kristallinen Schiefergebirge stammende Sandsteinkörner, besonders *Quarz* vorherrscht, neben welchem kristalline Schiefertrümmer 50–150 μ grosser Muskovit, wenig *Plagioklas* (Oligoklas—Andesin), 200 μ grosser *Granat*, wenig *Amphibol* und *Limonit* vorkommt. Kleine Kalksteinstückchen, Kalkschalenbruchstücke sind in nicht grosser Zahl vorhanden, ebenso Kalkausscheidungen. Die einschliessenden Bimssteinkörner sind umgewandelt und haben sich zu löchrigem, fädigem Stoffe derart verwoben, dass man sogar ihre ursprüngliche Grösse nicht beurteilen kann. Diese beginnen sich zu doppelbrechenden Gebilden umzukristallisieren.

In einem andern hierher gehörigen untersuchten, spröden streifigen Tuff sind die Sandkörner noch grösser bis zu $\frac{3}{4}$ mm. Grösse. Gegenüber dem vorigen fehlen in diesem vollkommen die sandigen Kalkbröckelchen, enthalten aber viel *Feldspat*bruchstücke von denen sich eines als Andesin (Ab_3 An_2) erwiesen hat und einzelne enthalten Glaseinschlüsse. Weniger als Feldspat ist *Quarz* und noch weniger *Muskovit* darin. Ausser den grössern vulkanischen Mineralien sind noch kleine kristalline Schieferbruchstücke vorhanden. Dies sind solche Erscheinungen, welche auf litorale Sedimente schliessen lassen, was auch der Umstand verständlich macht, dass wir schon zwischen der I. und II. Tuffschicht sandige Brackwasser Sedimente erkannten.

Zu dieser obern Tuffschicht gehört vielleicht von dem vorigen

NW-lich, unter der sandigen Spitze des Szent Jakabtere, der über dem Danzinger—Meierhof gefundene, verwitterte tonige Tuff, dessen ca. 20-ten Teil der verkalkte Teil ausmacht. Es fand sich in ihm 25 μ grosser *Quarz*, 22 μ grosser *Plagioklas*, 4 μ grosser *Haematit*.

Zu der obern sandigen Tuffschicht gehört oberhalb, am Rande des Gipfels des Szent Jakabtere, das verwitterte Gestein des auf der westlichen Seite befindlichen 1 m. starken Tuffaufschlusses, den unter dem Mikroskop bei kleiner Vergrösserung das wellige, streifige, schaumige Gewebe verrät. Bei starker Vergrösserung sehen wir in ihm Gebilde mit negativem Charakter, die durch Umkristallisation entstanden sind, weiterhin stellenweise limonitische Perlenreihen. Auch aus dem Grundgebirge stammende, zertrümmerte 45 μ grosse *Quarzkörner*, *Muskovit* und *Chlorit*gebilde finden sich in ihm, sowie stellenweise reichlich Kalkausscheidungen.

In einem andern hierher gehörigen verkalkten Sand—Mergel sind 7—20 μ grosse, runde Mikroorganismen ähnliche Sphaerokristalle von positivem und negativem Charakter und Blumenblättern ähnliche Gebilde. In dünnen Streifen ändert sich in ihm die Menge der Ton- und Sandteile. Der 26 μ grosse *Quarz* gehört schon zu den grössern. Viel kleiner sind die *Muskovitäden*. Im Zusammenhang hienit steht ein Gestein, dessen herrschender Teil amorphes Glas ist, das zu vertonen anfängt.

Ein anderes charakteristisches oberes Tuffglied ist der verkalkte Tuff, in dessen von der östlichen Seite des Borhánés stammenden untersuchten Stellen nur sehr wenig kleine Bimssteinfäden und einige $\frac{1}{2}$ mm. grosse und noch kleinere *Oligoklas*-Feldspatkörnchen zu erkennen sind, neben andern zonenartigen Zwillingsfeldspatbruchstücken, welche eine im Durchmesser 50—150 μ betragende Häufung von Kalcitindividuen als stark vorherrschender Teil des Gesteines umgibt. Die Feldspate sind alle rein, *Quarz* kommt nicht vor. Aber das Gestein hat auch einen grössern Teil, in welchem wir zwischen den selten eine Rolle spielenden Mineralien 1 mm. grosse unversehrte *Plagioklaskristalle* finden. In diesem Teil nähern sich auch die einschliessenden *Kalcitkristalle* der Grösse von 1 mm.

Es ähnelt diesem der von dem östlichen Abhang des Nagyszopor stammende, verkalkte Tuff, in welchem wenig z. T. mikroperthitisches Gewebe aufweisende Feldspatbruchstücke, zwischen diesen 140 μ langer *Oligoklas-Albit* sind mit wenig 90 μ langen *Muskovitstreifen*. Es kommen kleine *Limonitpunkte* vor sowohl in diesem wie auch in einem andern, von den nördlichen Ausläufern

des Nagyszopor stammenden, verkalkten Tuff, dessen $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{4}$ Teil 40 μ , ausnahmsweise 150 μ lange Glaskörner, Splitter und verkalkende Bimssteinfäden bilden. In diesem habe ich 26 μ grosse Quarzkörner gefunden. In einem andern verkalkten Tuff, der vom OSÖ-lichen Abhang des Borhánsgipfel stammt, finden sich auch 2 mm. grosse Bimssteinfäden, neben wenig Feldspat und limonitischem Mergel, es zeigt also das Gestein ein breccienartiges mikroskopisches Bild. Die Hauptachse des Calcit steht gewöhnlich, aber nicht immer normal auf die Richtung der Bimssteinfäden. Wie wenn wir es hier nur mit wenigem Überbleibsel des tonigen Bimssteintuff zu tun hätten. Solchen verkalkten Tuff finden wir oft an der nördlichen Seite des Nagyszopor und Szent Jakabtere. Ungefähr die Hälfte des von letzterem Orte stammenden Gesteins bildet eine Anhäufung von wirrem Bimsstein und dichten Glassplittern, deren grösster Teil $\frac{1}{10}$ mm. gross ist und sich höchstens bis zu $\frac{1}{2}$ mm. erhebt. Die meisten sind sehr feines, aufgeblasenes in Fortsätzen endigendes Glas, aber es gibt zwischen den dichten auch solche, welchen reichlich Belonit, Longulit, sogar Trichit enthalten. Zerstreut finden sich auch braune, faserige, schwach umkristallisierte der Länge nach negative Glasstückchen. Nur sehr wenig Plagioklastrümmer sind in ihm und Quarz, welcher eine Seltenheit ist. Die einschliessenden Calcitindividuen haben einen $\frac{3}{4}$ mm. grossen Durchmesser. Der auf der NÖ-lichen Seite des Nagyszopor gefundene, verkalkte Tuff ist viel feinkörniger, vorherrschend 30–40 μ gross, es scheint, dass er ursprünglich aus der Verkalkung von lockeren Mergelsedimenten stammte. Nur dessen vierter Teil besteht aus Glassplittern, das übrige ist feinkörniges Kalkgebilde.

Es scheint, dass in einzelnen Depressionen eines warmen, trocknen Klimas ausgeschwämmt Kalk diesen Tuffen das kalkige Material gab. Die Grösse der gebildeten Calcitkristalle hängt von der Grösse der sandigen Tuffkörner ab. Der Tuff des von Szamosfalva SÖ-lichen Csurgódomb ist mit dem Mikroskop untersucht z. T. toniger Tuff, dessen feine Glasfäden in Ton gebettet sind, in welchem wenig 35 μ grosser Quarz und Muskovit vorkommt. Andererseits sind dies grösserkörnige, bis $\frac{1}{2}$ mm. sich erhebende, mit Sandschichten wechselnde Tuffsedimente, in deren einzelnen Schichten die aus kristallinem Schiefer stammenden Mineralien sich anhäufen: Quarz, Muskovit, Feldspat, aber ausnahmsweise auch 80 μ grosser, grünger Turmalin.

II. Die Umgebung der Szamosfalvaer Salzbrunnens.

Im Zusammenhang mit der Nagyszopor-Szamosfalvaer Antiklinale erwähne ich den Szamosfalvaer Salzbrunnen, welcher 3 km. SÖ-lich von der Gemeinde im Überschwemmungsgebiet der Szamos, auf der linken Seite des beim *Csonthegy* mündenden Sós-patak (= Salzbach) demnach ausserhalb der vorigen Antiklinale als zwischen deren östlichen Flügel und die benachbarten Dezmérer Antiklinale eingekeiltes Glied erscheint. Der Salzbrunnen ist an der NO Umbiegung des vom Pata in NW-licher Richtung kommenden Tales, wo sich das alluviale Tal dreieckartig erweitert.

Es erheben sich auf allen drei Seiten Hügel mit steilen Abhängen; auf jedem dieser habe ich mehrere Tuffschichtreihen getroffen, nämlich auf der westl. Seite, entlang des zum Tale des Kolozsvärer Salzbrunnen führenden Weges zwei: eine ungefähr in der Mitte der Lehne, die andere in 40 m. Höhe darüber; auf der südl. gegen den Budunus führenden von Gräben durchzogenen Seite drei durch 20 m. dicke Zwischenlangen von einander getrennt. Die untere von diesen oberhalb des Hauses des Salzbrunnenhüters in 20 m. Höhe, diente anfänglich als Steinbruch. Auf der östl. Seite am Abhang des Tamásy- (neuerdings Staats-) meierhofs unterhalb sind ebenfalls drei Tuffschichten, von denen die untere (I.), welche unter 36° gegen ONO fällt 2 m. mächtig ist, die über ihr in 35 m. Höhe folgende (II.) Tuffschicht ist kaum dicker als 1 m., über dieser folgt in 8 m. Höhe ein noch dünnerer 1 m. dicker hierher zu zählender Tuff, der unter 20° einfällt. Weiter SÖ-lich ist auf dem obern Teil des Hügels der dritte Tuffzug sichtbar, den in seiner südl. Fortsetzung von einer langen Reihe von Steinbrüchen aufgeschlossen ist. Das Einfallen von diesen ist viel schwächer als das der tiefern. Über diesen sind Sandablagerungen, mit Concretionen, welche vielleicht schon den sarmatischen Ablagerungen entsprechen. Die Schichtenfolge können wir deutlich genug in den Gräben westl. vom Meierhof sehen, wo wir uns auch davon überzeugen können, dass zwischen den Tuffschichten der Mergel vorherrscht, den lockerer Sand oft unterbricht. Aber harter, gröberer, dem Feleker ähnlicher, nur untergeordneter d. h. $\frac{1}{2}$ m. dicker Sandstein, der selten schotterig wird, ist auch zwischen dem Mergel unter dem II. Tuff vorhanden. Diese Schicht besteht grösstenteils aus Quarzkörnern, aber es gibt auch nussgrossen, permischen Sandsteinkiesel, den feineren, sandiger Kalkbindestoff zusammenhält, darin.

Die einförmigen steilen Abhänge, der den Szamosfalvaer Salz-

brunnen umgebenden drei Hügelzüge, aber besonders die an ihrem Aufbau teilnehmenden Tuffeinlagerungen lassen auf ein breites Gewölbe schliessen, dass sich um den Szamosfalvaer Salzbrunnen erhebt. Leider kann ich dies auf der W-lichen und südl. Seite nicht mit Schichtenmessungen begründen, denn auf diesen Ackerfeldern gibt es keinen messbaren Aufschluss. Aus dem regelmässigen Verlauf der Tuffschichten, besonders auf mehreren, ähnlichen Tuffzügen, die den breiten Budunus nicht nur auf der nördl. Seite, sondern auch auf der SÖ-lichen umgeben, welche auch auf der Seite des breiten zwischen Budunus und Határdomb befindlichen mittlern Hügelzug hie u. da erscheinen, muss ich schliessen, dass wenigstens die obere Tuffschicht annähernd horizontal gelagert ist.

Die obere Tuffschicht des Budunus scheint auf dem Határdombgipfel mit der oberen Tuffschicht der Kolozsvärer Salzbrunnenantiklinale in Zusammenhang zu treten. Auch deren Zug zwischen dem Szamosfalvaer Salzbrunnen und dem Vervölgy verrät auf einem Gebiet, das Erosion durchfurchte und das mit Wald bedeckt ist, eine im Ganzen genommen tafelförmige Ausbreitung südl. von der kegelförmigen Erhebung, welche den Salzbrunnen umgibt. So schiebt sich ein ansehnlicheres dreieckiges Gebiet, einerseits zwischen den Kolozsvärer Salzbrunnen, andererseits die Dezmerer und von Süden, zwischen die Antiklinale des Vervölgy.

Die nördliche Fortsetzung der Tuffschichten jenes Hügelzuges, welcher sich auf der östl. Seite des Szamosfalvaer Salzbrunnens erhebt, sehen wir deutlich am *Csonthegy* dessen Gerüst im Wesen die stark gefalteten Tuffschichten geben. Die Lagerung des Tuffes können wir am besten am südl. Abhang des Hügels, links vom Sospatak sehen. Dieser Bach biegt beim Salzbrunnen nach NNO, vor seiner Mündung in den Szamos nach NO, ja sogar nach O. Hier fällt die Tuffschicht des untersten (I.) westl. Zuges unter 45° nach O., gehört also zum west. Flügel der Antiklinale, welche von der Kolozsvärer Salzquelle kommt. Die darüber befindliche II. und III. Tuffschicht zeigen ein ähnliches Fallen und Streichen am *Csonthegy*, von wo sie sich zu deren südl. Nachbarn dem *Zepogya* ziehen. Für die SÖ-liche Fortsetzung der an der östl. Seite des Szamosfalvaer Salzbrunnens sich hinziehenden unteren Tuffschicht halte ich den Tuff, der über dem Salzbrunnen am Grunde des 2 km. von Kolozspata kommenden Tales bei einer Salzquelle vorkommt, von dem östl. an der Seite des auf der Karte mit Sigului bezeichneten Hügel auch die Tuffe der höhern Niveaus sichtbar sind.

Das mikroskopische Bild der Tuffe aus der Umgebung des Szamosfalvaer Salzbrunnens.

Die Tuffe des sich auf der östl. Seite des Szamosfalvaer Salzbrunnens hinziehenden, langen Zuges, sind wie überhaupt die Tuffe des zu besprechenden Gebietes feinkörnig, welche sich in geringerem oder grösserem Masse mit nicht vulkanischen Sand und Mergelschichten mischen, so dass man die isolierten Stücke der einzelnen Tuffzüge nicht genau von einander unterscheiden kann. Den ganzen Zug ins Auge fassend treffen wir dennoch charakteristische Unterschiede, nicht nur in ihrer verschiedenen Dicke, sondern auch darin dass sich der Tuff der untern (I.) Schicht oft mit feinem Ton mischt. Dieser enthält am Csonthegy auch viel Biotit. Der untersuchte untere Tuff des Csonthegy ist stellenweise genügend reines, vulkanisches Material, indem Muskovit sozusagen ganz fehlt. Schichtenweise vermehren sich in ihm die meist 100 μ grossen, vulkanischen Mineralbruchstücke, u. z. vorherrschend Feldspat, aus welchem Oligoklas bestimmt wurde. In einigen Feldspäten kommen auch Glaseinschlüsse vor. Wenig 250 μ erreichender Biotit und noch weniger Quarz ist darin vorhanden. Der vorherrschende Teil dieses Gesteins ist wirres, vulkanisches Glas, von verschiedener Grösse, meist Bimsstein, von dem in den gröbern Schichten auch ein halb mm. grosse Stücke sich finden, weiter kleine wasserklare Glassplitter. Diese sind in feinem Glasstaub eingebettet, welcher zu verwittern anfängt und z. T. auch mit Eisen gefärbt ist. An einzelnen Stellen besteht das Gestein nur aus solchen Glasstreifen, welche aus den erwähnten kleinern Bruchstücken entstanden.

Die unterhalb des staatlichen Meierhofs liegende unterste Tuffschicht erscheint mit freiem Auge gesehen als reiner, durch vulkanische Mineralien sandiger Tuff. Auch unter dem Mikroskop herrscht in ihm der Glasstoff und Dacitmineralien vor, im Feldspat finden sich aussergewöhnlich viele Glaseinschlüsse. Ausser den vulkanischen Mineralien sind in ihm reichlich fremde Mineralbröckel: Quarz, Muskovit, Epidot, grüner Amphibol, Feldspat, Biotit, wenig Kalkkörner, weiter kristalliner Schiefer. und Gesteinbröckel von Tonschiefer. Die Grösse der Körner geht von einigen μ bis zu $\frac{1}{2}$ mm. In diesen sind kleine Mikroorganismen, dazwischen auch amorphe, runde Gebilde von einigen μ Durchmesser; in Bezug auf diese schreibt mein College Dr. STEPHAN v. GYÖRFFY, Professor der Botanik, der auf meine Bitte so freundlich war, diese zu untersuchen: „die Schalen, ohne jede Struktur, leer und mit glatter Oberfläche, sind wahrscheinlich niederere Pflanzen, oder tierische Cystenüberbleibsel,

von der Grösse von 10—11—12 μ . In einem andern hierher gehörigen, tonigen Gestein sehen wir 100 μ grosse Bimssteinfäden in wirrem Haufen in Ton gebettet.

Wenn in der oberhalb des Szamosfalvaer Salzwächterhauses in einer Höhe von 20 m. vorkommenden untern Tuffschicht auch viel nichtvulkanische Mineralien vorkommen, wie Quarz, der vorherrscht, Muskovit, Schieferbrocken, seltener grüner Amphibol, Granat, blaubrauner Turmalin, so sind auch vulkanischer Plagioklas, Biotit, brauner Amphibol in dem stark vorherrschenden Tuffmaterial vorhanden. Das Glas herrscht hier so sehr vor, dass die Mineralien nur den dritten bis fünften Teil des Gesteines bilden.

Der Dacittuff in dem von Pata kommenden Tal 2 km. oberhalb des Szamosfalvaer Salzbrunnen bei der Salzquelle, besteht unter dem Mikroskop aus ziemlich reinem Dacitmaterial, in welchem ausser den Glasgebilden $\frac{1}{4}$ mm. grosse Mineralkörner vorkommen, besonders Plagioklasfeldspat mit braunroten, negativen kristallförmigen Glaseinschlüssen, Biotit, eine 60 μ grosse Apatitsäule, wenig Magnetit, aber 200 μ grosse Andesitgrundmassenkörnchen, mit vielen schiefen (unter $33\frac{1}{2}^\circ$) auslöschenden Plagioklasleisten. Ausser diesen finden wir Körner von kristallinem Schiefer in geringer Menge. Die Mineralkörner machen zusammen ungefähr den 5-ten Teil des Gesteines aus.

Der untersuchte Dacittuff aus der II. Tuffschicht des Csonthegy ist feinkörniger als die erste Tuffschicht dieses Berges, meist 50 μ gross und erweist sich als weniger reiner, vulkanischer Stoff. Zwischen den vorherrschenden, verwitterten Glasfäden und Körnern ist ziemlich viel Muskovit, zertrümmerter Quarz und andere alte Mineralien: Feldspat, Biotit und kristalline Schieferkörner.

Auch im Graben unterhalb des Staatsmeierhofs finden wir reinern Glastuff, in welchem neben Andesin-, Labradoritbruchstücken vulkanischer Quarz und Biotit eine Rolle spielen, aber auch kleine fremde, hauptsächlich kristalline Schiefermineralien und Gesteinskörner, hauptsächlich in einzelnen Streifen, zwischen denen 120 μ grosse Zirkonkörner vorkommen. Aber in dieser Reihe ist auch 30 μ grosser, von Glasfäden durchzogener Mergel, in welchem nur die Muskovitfäden 50 μ erreichen. Das Mass der kleinsten Flaume ist 2—3 μ . In diesem Gestein macht das glasige Dacitmaterial nur $\frac{1}{4}$ aus.

Die III. Tuffschicht unterscheidet sich von den untern dadurch, dass sie im Ganzen nicht nur weniger dick, als diese, sondern auch weniger rein, verhältnissmässig mit vielen Mergel oder Sandteilen gemischt ist. In diesen zeigen sich oft Pflanzenreste weiter begin-

- nende Verkalkung. Pflanzenreste habe ich westlich von Dezmér im Tuff des Kriesenytető gefunden.

Der oberste Tuff westlich vom Gipfel, der auf der Karte mit „Tamásy tn“ bezeichnet ist, ist sehr sandiger Tuff, der unter dem Mikroskop ungefähr zur Hälfte aus Mineralteilen besteht, aber deren grösserer Teil aus älterem Gestein stammt: hauptsächlich zertrümmerter Quarz, lange Muskovittfäden, Calcitstückchen, kalkige Schalenbruchstücke, einige μ grosse, mit schwarzem Kreuz auslöschende kugelige Gebilde. Die Grösse der Körner ist zwischen $\frac{1}{4}$ – $\frac{1}{2}$ mm. Es finden sich auch wenig Feldspat- und Kalksteinbruchstücke dazwischen. Randlich umgebildete, feine Glasfäden machen nur ca den 4-ten Teil eines andern hieher gehörigen Tuffgesteins aus, welches mit Mergelsediment gemischt, wenig fremde Mineralkörner enthält. Das andere untersuchte, von hier stammende Tuffgestein ist ein ähnliches, unreines, sandiges, Kalksteinkörner enthaltendes oder verkalkendes Gestein.

Ein drittes untersuchtes feinkörnigeres, kalkiges, schlammiges Sediment, ist mit wenig, ungefähr den 5-ten Teil ausmachenden, 100 μ und noch grösseren Glasbröckel gemengt. Die Verkalkung ist manchmal erkenntlich um die ältern Glimmerfäden erfolgt.

Als viel reinerer, verwitterter Dacittuff erweist sich die II. Tuffschicht des Grabens, der westlich von dem Staatsmeierhof sich befindet, dessen vorherrschendes Material durch schwache Umkristallisation zusammenhängendes poröses Glas ist.

In diesem ist zum achten Teil höchstens $\frac{1}{3}$ mm. grosser Andesinfeldspat, zertrümmerter Quarz und chloritischer Biotit eingebettet. Schichtenweise vermehren sich indessen auch in diesen die aus kristallinem Schiefer stammenden Sandkörner.

Das untersuchte Gestein aus der III. Tuffschicht des Csonthegy ist sehr stark verwitterter Dacittuff, in welchem schichtenweise sehr viel Mineralien sind, zwischen diesen zerstreut gekrümmter Biotit und auch wenig Muskovit.

Der vom südlichen Teil des Budunus stammende Tuff ist auffallend reines vulkanisches Material, zum 3-ten Teil mit Mineralien bis zu 1 mm., hauptsächlich mit glaseinschlussreichem Plagioklas, unter welchem ich Andesin bestimmte, und mit abgerundetem Quarz. Der vorherrschende Teil des Gesteins ist verwittertes Glasgebilde, in welchem an vielen Stellen Verkalkung auch Limonitisierung eingetreten ist. Die ursprünglich $\frac{1}{2}$ mm. grossen Bimsstein und dichten Glasteile des vom Budunusgipfel stammenden Tuffes beginnen in Fasern mit positivem Charakter umzukristallisieren und enthalten

viele kleine fremde Mineralien: Mergel, dazwischen Kalkbröckel 100 μ grosse Muskovite.

Ein anderer, ursprünglich aus 20—30 μ grossen Glasteilen entstandener, von diesem Orte stammender Tuff, welcher umzukristallisieren beginnt, enthält noch kleinere Mineralien.

Der von dem sich verbreiterndem SÖ-lichen Teile des dreieckigen Gebietes, aus dem Walde Baron Jósika's stammende Tuff ist ein feinkörniger muskovitführender Tuff, in dessen Liegendem dichter Kalksandstein vorkommt. Stellenweise wird auch der Tuffzug, welcher sich am westlichen Gipfel des Határdomb hinzieht, sehr sandig, zwischen den sich dünne, Quarzsandsedimente eingelagert haben, welche stellenweise Diagonalstruktur aufweisen. Dass im Hangenden, aber auch im Liegenden dicke Sandschichten vorkommen, werden wir später als einen allgemeinen Zug erkennen.

III. Die Antiklinale der Szamosfalva-Kiskeselya.

Auf dem Gebiet, das von Szamosfalva ONÖ-lich, von dem Meierhof Baron Gabriel Jósika's Ö-lich Kiskeselya genannt wird, zieht sich ein Hügellücken hin, — auf den Generalstabskarten mit der Höhe 386 und 390 bezeichnet — an dessen Verlauf wir eine anscheinliche Schichtenreihe Dacittuff sehen in einer Breite von 20—30 m., von tonigem Salzmergel begleitet. An den Dacittuffschichten habe ich, in der Mitte des Hügels in den verlassenen Steinbrüchen ein NW-liches Einfallen von 38°—44° gemessen.

Dieser Tuff ist ein dichtes, mit dünnen quarzsandigen Einbettungen, stellenweise eine diagonale Schichtung verratendes, z. T. reineres, auch ein wenig Biotit enthaltendes weisses Gestein, welches in tonige Teile übergeht, und mit freiem Auge betrachtet dem Tuffe ähnelt, welchen wir auf der jenseitigen Seite des Szamos, auf dem Csurgódomb südlich von Szamosfalva, erkannten. An einzelnen Stellen nehmen wir, am Verlauf der auf die Schichtung unter 45° fallenden regelmässigen Brüche ausgeschiedene Limonitfärbung wahr. Der wohlerhaltene Tuff bildet eine 2—3 m. dicke Schicht, welche im Hangenden in Mergel übergeht, und darüber folgt eine andere dünnere Tuffschicht. Diesen obern Tuff deckt wieder 10 m. dicker Mergel, auf dem gelber tuffiger Ton sich befindet. Unter dem dicken Tuff treffen wir von Limonit gelb gefärbten Quarzsandstein, mit Muskovit und kalkigem Bindemittel. Von noch tieferer Lage scheint der Kalkmergel zu sein, welcher von diesem Tuffzug südlich, auf dem linken Ufer des Szamos unter 36° gegen NW. einfallend sichtbar ist.

SÖ-lich von diesem Zug in $\frac{1}{2}$ km. Entfernung, von der mit 377 m. bezeichneten Höhe gegen das Alluvialgebiet des Szamos, senkt sich mit dem vorigen Zug parallel ein anderer Hügel herab, welchen eine ähnliche, dicke, aber in entgegengesetzter Richtung gegen SO und S unter $30-34^\circ$ einfallende Tuffschichtenreihe aufbaut. Diese Höhe bedeckt, über dem Wasserspiegel des Szamos in 65 m. Höhe eine 2 m. dicke diluviale Schotterdecke, die wir übrigens auch auf den benachbarten Höhen finden, obwohl dies die geologische Karte unterhalb Kolozsvár auf dem linken Ufer des Szamos nirgend kennzeichnet.¹ Unter dem untern porösen Tuff folgt eine schieferige Tuffschicht und dann Mergel, in welchen unterhalb ein salziger Brunnen gegraben ist. Darüber folgt eine dichtere tonige Sandtuffschicht, welche dem ähnlichen Gestein des entgegengesetzten Flügels entspricht.

Es ist demnach zweifellos, dass wir es hier mit einem Teil der gegen den nördlichen Rand gedrückten, ein wenig schiefen, schmalen Antiklinale zu tun haben, deren Achse nicht gegen die Achse der weit breiteren Antiklinale, welche vom Nagyszapor über Borzås kommt, sondern über Szamosfalva, vom alluvialen und diluvialen Flutgebiet des Szamos auf 7 km. verdeckt, gegen die Békásér Antiklinale hin zieht, und vielleicht dem Teil einer besondern Randfalte entspricht. An der Achse der Antiklinale sind nicht nur innerhalb des durch den Tuff bezeichneten Zuges am linken Flügel, sondern auch in dem weiter gegen NO gegen Apahida zu gehenden Melegvölgy Salzbrunnen. Auf der andern Seite des Melegvölgy schliessen schwach (10°) gegen NO einfallende Schichten gar bald diese Antiklinale ab.

Dieser Tuffzug entspricht vielleicht der untern Tuffgruppe, ausser welcher man gegen NW auch die Spur der höhern Tuffschichten oberhalb und unterhalb der Wirtschaftsgebäude sehen kann, wie auch unter und zwischen der gegen Kolozsvár sich ziehenden, 480 m. hoch bezeichneten Höhe kalkige Tuffschichten.

Das mikroskopische Bild der Tuffe des Kiskeselyazuges.

Aus dem Kiskeselyaer Tuffzug habe ich ein Gestein der untern Schicht vom SÖ-lichen Flügel untersucht, welches allerdings stark verändert und auch mit Limonit gefärbt ist, sich aber deshalb als

¹ Dr. G. STRÖMPL. erwähnt auf dem rechten Ufer des Szamos, bei der Padurita von Apahida eine 60 m. hohe „alte Szamoschotterterrasse“ und ausserdem auch eine 80 und 20 m. hohe. Bericht über den Erfolg der Arbeiten über das Vorkommen des Erdgases im Siebenbürgischen Becken. II. Teil, I. Heft Hrgb. vom K. ung. Finanzministerium Budapest 1913. S. 178. ung. Text.

genügend reiner Tuff erweist, in welchem die Anhäufung von zusammengedrückten und verklebten Glasstücken vorherrscht. Die in ihm befindlichen Mineralien und zwar vorherrschend *Feldspat*, *Quarz*, *Biotit* sind Dacitmineralien; aber daneben sind auch aus kristallinem Schiefer stammende Mineralien und Krümmchen, welche zusammen $\frac{1}{5}$ — $\frac{1}{6}$ des Gesteins bilden. Dies sind meist kleinere Bruchstücke, nur ausnahmsweise findet sich in ihm Dacitfeldspat mit Zonenstruktur von der Grösse von 1 mm.

Aber hier und auch am NW lichen Flügel befindet sich ein viel feinerer, aus 50—100 μ grossen Körnern aufgebauter Tuff. In diesem, schichtenartig eingebettet kommen viele um 100 μ grosse, aus dem Gestein des kristallinen Schiefergebirges stammende Krümmchen: besonders *Muskovit* und *Quarz* vor. Aus einem tiefern Niveau stammt ein anderer Tuff, der aus der Anhäufung von 30 μ grossen Glaskörnchen besteht, in diesem ist nur wenig 20 μ grosser *Quarz*, weiter *Biotit* und *Chlorit*fäden und sehr kleiner *Muskovit*flaum.

Auch der vom Gipfel des Kiskeselya stammende Sandtuff besteht wesentlich aus kleinem Glasstaub und Bimssteinfäden, in welchem 100 μ grosse kristalline Schieferstücke, weiter Muskovitbruchstücke vorkommen, von denen nur die grössern 200—300 μ erreichen. Es sind auch kleine Kugelgebilde in ihm mit negativem Charakter, wie auch in einem andern Tuff, der von hier stammt. Im letztern macht die wirre Anhäufung von kleinen Glassplittern $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{2}$ des Gestein aus, dessen anderer Hauptteil kleine Kalkkörnchen enthaltender Ton ist. Unter diesem kommt ein feinkörniger Sandstein mit kalkigem Bindemittel vor, mit Körnchen von $\frac{1}{4}$ mm meist aus eckigem Quarz und Feldspat, zwischen denen auch wenig Kalksteinbruchstücke, Muskovit, selten 100 μ lange Zirkonsäulen vorkommen.

Die ganz verkalkten Tuffstücke ähneln denen, die wir unter den Gliedern der obersten Tuffschicht von der Nagyszoporgruppe kennen gelernt haben.

IV. Die Dezmérer Antiklinale.

Östlich vom Ende der vorhin kennen gelernten WSW gerichteten Antiklinale fast rechtwinklig darauf, auf der linken Seite des alluvialen Flutgebietes des Szamos, NW von der Gemeinde Szamos-Szt.-Miklós, beginnt eine andere, an ihrer Tuffschicht gut zu erkennende sich südlich hinziehende Antiklinale, welche sich gegen Norden bis zum Tal der Taresa fortsetzt. Jenseits hiervon stehen dem westlichen

Flügel entsprechend gegen NO, dem östlichen Flügel entsprechend gegen NW fallende Schichten entgegen.

Den nördlichsten Teil des westlichen Flügel der Dezmérer Antiklinale sehen wir vom Gipfel des 398 m. hohen *Csikós* östlich, in einem unter 43° gegen W fallenden Tuffzug. Der östliche Flügel der Antiklinale zieht sich von der 390 m. hoch bezeichneten Höhe, welche 1 km. weit von der vorhin erwähnten *Csikóshöhe* ist, gegen S im Flutgebiet des Szamos, wo seine unter 25° gegen O fallenden Schichten einen 15 m. breiten vorspringenden Sporn bilden. Diesen Zug macht auf 200 Schritte der von den Alten — nach ANDREAS OROSZ Apahidaer Rector-Lehrer und Archaeolog, der sich einer meinen Excursionen anschloss — vielleicht von den Römern ausgegrabene Graben gut sichtbar: Herr OROSZ hat auf dem schönen Gebiete östlich von diesem Tuffzug eine praehistorische Siedlung entdeckt, die auf den Natursinn der Alten hinweist.

Einen dem vorhin behandelten untern Tuff des Kiskeselya, ähnlichen, feinkörnigen, in tiefern Schichten mineralreichen, biotit-enthaltenden grösserkörnigen, gegen das Hangenden zu sandigen diagonalgestreiften, dichten Tuff treffen wir hier, an dem man mit freiem Auge nicht viel wahrnehmen kann.

Unter dem 2½ km. breiten Alluvialgebiet des Szamos setzt sich dieser Zug gegen S fort, was auch das 1½ km. westlich von Szamosszentmiklós bei dem knieartigen Umbiegen des Szamos sichtbare, unter 70° WNW-liche Einfallen der Tuffmergelschichten beweist. Die Achse der Antiklinale geht über das westliche Ende der Gemeinde *Szamosszentmiklós* und das Hügelgebiet rechts vom Szamos gegen den sich über Dezmér erhebenden 454 m. hohen *Csuhagipfel*, von dem der Dacittuff des östlichen Flügels der nach NO fallenden Seite auf weitem Gebiete sichtbar ist. Hier kann man 3 Tuffschichten unterscheiden, welche in der Nähe der Achse unter 25°, weiter von hier unter 14° gegen O fallen, sich auf der Hügelseite gegen S ziehen, und den steilen Dezmérer Hügel so stärken, dass hier keine Erdrutschung vorkommt, was übrigens überhaupt auf dem ungefalteten Gebiet der Gegend sehr gewöhnlich ist. Die Tuffe des westlichen Flügels sind auf der östlichen Seite von Dezmér, am Abhange des Berges, am Pietris sichtbar, wo die stark zusammengedrückten Tuffschichten unter 45° und noch steiler gegen W fallen. Die Tuffreste der höhern Schichten sind zerstreut in der Gemeinde selbst und an deren westlichem Rand sichtbar.

Zwischen den Dezmérer Tuffen, in der Nähe der Antiklinalachse treffen wir auf dem Pietris dem Dacittuff des *Csikós* ähnlichen reinern porösen Tuff.

Diesem ähnlicher, aber weniger zusammengedrückter Biotit führender Tuff kommt auch weiter oben auf der Csüha vor. Am östlichen Teil der Csüha und dem benachbarten Korabia zieht sich eine ausnehmende Tuffschicht hin. Letztere ist in einer Länge von 250 Schritt ausgebeutet. Diese, abgesehen von den stark mergeligen Arten, die in jeder dickern Tuffschichtenreihe vorkommen, unterscheidet sich hauptsächlich durch ihre dicht abwechselnden spröden Sandschichten von den vorigen und ähnelt der obern (III.) Tuffschicht. Es kommt hier auf dem Hügelgipfel auch gröberer Quarzsandstein vor.

Jenseits des Baches, welcher unterhalb Dezmér fließt, zieht sich die bis hierher einen schwachen Bogen bildende Antiklinale in SSÖ-licher Richtung weiter über die auf der Karte „*Continuitu*“ genannte Höhe fort. In diesem Abschnitt ist sie sehr stark zusammengedückt, insoweit als wir auf der östlichen Seite des in das Dezmérier Tal von S kommenden Resorebaches die dicke Tuffschichtenreihe unter 65° nach ONO, oberhalb aber ebenso steil auch gegen WSW einfallen sehen. Weiter von der Achse am westlichen Flügel, am obern Lauf dieses Baches treffen wir dann die höhern Tuffschichten in einem gegen W successive nachlassenden (31°, 22°, 16°) WSW-lichem Einfallen.

Vom Continuitu geht die Antiklinalachse weiter S-lich gegen den Gipfel des 497 m. hohen *D. Petrisiu*, in dessen Umgebung in dem Walde man mehrere Steinbrüche im Dacittuff eröffnet hat. Der Grund für den Namen dieses Berges „*Petrisiu*“ Steiniger, sowie für seine emporragende Stellung ist der Dacittuff. Unter dem nördlichen 490 m. hohen Gipfel fallen die Schichten unter verschiedenen Graden vorherrschend gegen SSO ein, von dem Hauptgipfel aber NO in dem Waldsteinbruch gegen SO. Im Ganzen genommen verrät hier die Lagerung der Tuffschichten eine breite flache Erhebung und bringt auch morphologisch eine vom Gewöhnlichen abweichende Gestalt zustande. Ohne Zweifel lässt hier die ostwestliche Falte des später zu behandelnden Vervölgy ihren Einfluss verspüren. Weiter SÖ-lich, auf der Ö-lichen Seite des Pataer Hügels, der sich NÖ-lich von der Gemeinde Kolozspata erhebt, fallen die Schichten wieder unter 30° gegen ONO, ja in einer Versuchsgrube auf der östlichen Seite der Pataer Sandsteinhöhe, sogar unter 50°. Die Antiklinalachse setzt sich also durch den 488 m. hohen D Pataer Hügel fort; SSÖ-lich von diesem, am Wege von Kolozspata nach Bos können wir nur aus den salzigen Quellen des *Zepogypatak* und aus dem Tuff, den wir am Zesenie treffen auf die weitere Fortsetzung des

Zuges in der Richtung auf die Gemeinde Bos schliessen, wo ich im Graben unterhalb der Kirche eine $1\frac{1}{2}$ m. dicke Tuffschicht in wagrechter Lage, in dem *Köborárok*, auf der östlichen Seite der Gemeinde aber die Mergelschicht unter 4° gegen S fallend traf.

Was die Tuffschichten dieser Antiklinale zwischen Dezmér und Pata anbelangt, betrachten wir zuerst die in regelmässigen Reihen vorkommende tuffige Schichtgruppe des Grabens, welche sich von der westlichen Seite des Continuité hinzieht, deren Schichten infolge der Zusammenpressung in nicht weiter Entfernung von einander sind. Dies sind lauter dichte Tuffe, welche in tonige Tuffe übergehen. In der obersten Gruppe des Tuffzuges treffen wir auch den diagonalgestreiften Sand- ja Opaltuff, der hier eine 5 m. dicke Gruppe bildet. In der Serie unter ihm sind poröse, auch Pflanzenreste enthaltende limonitische Schichten.

Auf dem *Pietrisgipfel* N-lich von Pata treffen wir mehrere Tuffschichten, besonders eine reinere untere (I. od. II) Tuffschicht, in weissem wahrscheinlich kaolinisiertem Zustande, und eine sandigere streifige obere Tuffschicht.

Der Tuff auf der östlichen Seite des *Pataer* Berges ist ein feinkörniger, ein wenig sandiger, auch Pflanzenreste enthaltender Tuff, der im Hangenden in Sandstein übergeht und zur oberen Schicht zu gehören scheint.

In Dr. HUGO BÖCKH's „Kartenskizze der Antiklinalenzüge des Siebenbürgischen Beckens.“¹⁾ 1:300.000 ist dies die erste Antiklinale von W, welche — soweit man bei dem kleinen Masstabe es beurteilen kann — mit der hier beschriebenen Antiklinale übereinstimmt, abgesehen, von dem hypothetischen Zusammenhang mit der Tordaer Antiklinale (mit gebrochener Linie bezeichnet), der auch die später zu behandelnde Vervölgyer O - W-liche Falte widerspricht. Dr. FRANZ VAJNA von PÁVAI befasst sich auf der 103 S. dieses „Bericht“ mit der Dezméerer Antiklinale, die er als „Faltengruppe“ beziehungsweise als „doppelte Falte“ beschreibt. Von dem auf dem Csikós nachgewiesenen nördlichen Ende schreibt er das Folgende „Die Fortsetzung und zugleich wahrscheinlich das Ende von einem dieser ist dort an der N-lichen Seite des Szamosfales zwischen den Punkten 398 und 390.“ Hierzu nimmt er die Antiklinale Szamosfalva - Kiskeselya, ja wie es scheint, auch die später zu behandelnde

¹⁾ Bericht über den Erfolg der Arbeiten über das Vorkommen des Erdgases im Siebenbürgischen Becken. II. Teil. I. Heft. Hrgb. vom k. ung. Finanzministerium. Budapest, 1913. ung. Text.

Antiklinale bei der Apahidaer Station der ung. Staatseisenbahnen, die wie er schreibt: „W-lich von Apahida im Szamostal beginnt“, deshalb spricht er vom „Dezmérer Dóm.“

Das mikroskopische Bild der Tuffe der Dezmérer Antiklinale.

Der interessanteste Erfolg der mikroskopischen Untersuchung ist der, dass es gelang, zwischen den Schichten des längs dieser Antiklinale sichtbaren Tuffes östlich von der Gemeinde Dezmér, in der Nähe der Achse einen dem untern Mineraltuff der Kolozsvärer Hója, noch mehr dem Mineraltuff des Kolozsvärer Salzbrunnens ähnlichen, aber noch feinerkörnigen Biotit enthaltenden Tuff zu entdecken.

Die Hälfte dieses Gesteins besteht stellenweise aus Mineralien, deren Grösse um 200 μ sich bewegt, ausnahmsweise aber auch 500 μ erreicht. Die Häuten der vorherrschenden Glaskörner sind ziemlich verwitterte, durch Eisen rot gefärbte streifige, zusammengedrückte amorphe Gebilde. Zwischen den Dacitmineralien sind auch Plagioklase mit Glaseinschlüssen der Oligoklas-Andesinreihe. Ausser dem Quarz ist auch ziemlich viel brauner Biotit, der eine Achsenöffnung um 65° aufweist. Einzelne Biotitfransen sind stark gefaltet. Auch einige grünbraune Amphibolbruchstücke und ein 150 μ grosser Augitzwilling ist in ihm und ein eben so langer, aber abgebrochener Zirkonkristall, weiter wenig Magnetitkörner. Zwischen dem fremden Material kommen auch Krümmchen einer 250 μ grossen Andesitgrundmasse mit Plagioklasnadeln vor, weiter braune Glaskrümmchen. Ausser diesen findet sich in diesem tiefsten Tuff wenig *Muskovit*, weiter undulös auslöschender *Quarz*, aus dem Grundgebirge alter verwitterter *Feldspat* und *Quarz*fragmente.

Diesem ähnelt auch das mikroskopische Bild des weiter S-lich, in der Achsenhöhe, am Kopács vorkommenden Tuffes, nur dass dessen glasige Grundmasse noch besser, in streifige Masse zusammengedrückt ist. Auch von diesem besteht ungefähr die Hälfte aus Mineralien, dazwischen auch grünlicher *Amphibol* und wenig *Muskovit*, *kristalline Schieferkrümmchen*, ferner unkristallisierte Andesitgrundmasse.

Im Tuff des *Pietris*, SO-lich von Dezmér, ist viel weniger Dacitmineral, als in den vorigen, wenn auch dieses Gestein gleichfalls ein rein eruptives Produkt ist. Unter den Mineralien kommt zonenreicher *Plagioklas*, weiter undulös auslöschender *Quarz*, der auffällig viel Glaseinschlüsse enthält, vor. Andesitartige Grundmassenkrümmchen finden sich schütter auch in diesem, wie auch wenig *Muskovit* und kristalline Schieferkrümmchen.

Der vorherrschende Teil dieses Gesteins ist porzellanartiges, zusammengedrücktes, in zerstreutem Licht schaumiges Glas von scheinbarem Fadenbau. Man sieht ihm mancherlei Spuren mechanischer Einwirkungen an, besonders wurde der Biotit zu wurmartig gekrümmten Fransen. Das Ende eines 350 μ langen, also auffällig grossen Quarzes wandelte sich zu einem faserigen Gebilde um.

Der vom Gipfel des *Csikós*, auf der linken Seite des Szamos, untersuchte Dacittuff ähnelt mit freiem Auge gesehen dem erstern. Auch unter dem Mikroskop treffen wir in ihm aus genügend reinem Dacitglas und aus ca. 300 μ grossen Dacitmineralien (*Plagioklas*, *Biotit*, *Quarz*) bestehende Körner, aber er unterscheidet sich von den vorigen wesentlich dadurch, dass in diesem in dünnen Schichten sich aussergewöhnlich viel kleiner, 80 μ grosser fremder zerdrückter Quarz, Muskovit und kristalline Schieferbröckel vorfinden. Auch eine Gruppe amorpher organischer Gebilde von 8 μ Durchmesser kommt darin stellenweise vor, manchmal durch Limonit gefärbt. Den vorherrschenden, ungefähr $\frac{3}{4}$ Teil dieses verwitterten Gesteines macht eine z. T. viel Luft einschliessende Glasmasse aus, die glimmerig umzukristallisieren beginnt.

Auch der südlich von diesem Ort untersuchte Dacittuff ähnelt dem vorigen, nur dass die Mineralkörner in dem glasigen Teil, gleichnässiger verteilt sind und es keine Luft einschlüsse gibt.

Von der obern Dacittuffgruppe stammt der Tuff aus der Synklinale des *Csahadomb*, südlich von *Szamoszentmiklós*, wo in jedem Teil sehr kleine, meist Muskovit und Quarzbröckel, von 40 μ und geringerer Grösse vorkommen, welche sich in dünnen Schichten so sehr vermehren, dass sie fast die Hälfte des Gesteines ausmachen. Sonst bildet zusammengedrücktes Glas den überwiegenden Teil des Gesteins, in welchem zerstreut 100 μ lange Säulchen von Zirkoneinschlüssen vorkommen.

Hier kommt auch solches, dem vorigen ähnliches Gestein vor, auf dessen Schichten Wellenfurchen sichtbar sind. Dies Gestein ist im Ganzen genommen feinkörniger, als das vorige und enthält mehr Dacitmineralien als jenes. In diesem kommen auch 20–30 μ grosse Kalkkörnchen vor, weiter braune, ursprünglich vielleicht tonige *feldspatartige* Streifen.

Feinkörnigere und noch mehr tonige, kalkige Teile enthält der vom nördlichen Teil dieser Falte, der linken Seite des *Tarcsa-rölgy* stammende feine, sehr unreine Dacittuff, in welchem ausser den sehr kleinen Kalkkörnchen 200 μ grosse, an der Oberfläche aufgelöste Körner sind, u. z. in solcher Menge, dass der Kalk stellen-

weise $\frac{1}{3}$ des Gesteins ausmacht. Ausserdem sind auch durchschnittlich 90 μ grosse Muskovitfäden und andere feine Brockel alterer Herkunft vorhanden. Aus dem Dacitmaterial sind einzelne, 100 μ grosse, reinere Glasfäden in der Anhäufung von Glaskörnern und Mergelbindestoff zu erkennen.

V. Die Kolozspata Györgyfalva Kolozsvärer (Vervölgyer) Antiklinale.

Bevor wir die weiter östlich folgenden Apahida Karaer Antiklinale vornehmen, wollen wir die mit der vorhin kennen gelernten Dezmérier Falte ungefähr 45° einschliessende Pata Kolozsvärer, oder kurz nach der dort verlaufenden Vervölgy zu benennende Randfalte kennen lernen, deren Wirkung wir schon bei der Dezmérier Antiklinale wahrnahmen. Der von dem nördlichen Ende der Gemeinde Kolozspata in O-W-licher Richtung sich hinziehende mit 436 m. bezeichnete sogenannte *Hosszúrisgipfel*, mit seinem unter 16–24° gegen SSO fallenden Dacittuffkamm zeigt die Richtung dieser Falte gut an.

Die Dacittuffschichtenreihe ist in einem Steinbruch in 3 m. Dicke sichtbar und erstreckt sich auch bis zum NÖ-lichen Ende der Gemeinde, dem Abhang des Pataer Hügels. $\frac{1}{4}$ km. Ö-lich von diesem treffen wir die steil gegen Osten einfallende Dezmérier Antiklinale. Am NÖ-lichen Ende von Kolozspata unter dem Kreuz fällt die Tuffschicht unter 18° gegen SSO, die ein dazwischen befindlicher 1 $\frac{1}{4}$ m. dicker Mergel in 2 Teile teilt. Unter dem Tuff ist eine 20 m. dicke Sand-, unter dieser eine 15 m. dicke Mergelschicht sichtbar.

Concretionäre Sandsteinkugeln sind auch auf dem westlichen Nachbar des Hosszuvis, dem Abhang des durch eine auffällig breite Talöffnung von ihm abgetrennten 430 m. hohen *Csirisej*, wo die Schichten unter 15° gegen S einfallen. Von hier biegen die Tuffschichten zu den Salzbrunnen um, die westlich 2 km. von Kolozspata liegen. In dem aus diesen herausführenden Aknapatak genannten Graben fallen die Mergelschiefer unter 25° gegen S. Bei dem Pataer Salzbrunnen selbst ist an der Oberfläche Sandstein sichtbar. Westlich vom Salzbrunnen habe ich an der Lehne nur noch zerrissene Tuffscherven gefunden.

Weiter westlich zwischen den steilen Hügeln erscheint sehr auffällig der vom Einbruch der Antiklinale stammende Talzug, dessen wichtigster Teil die nördlich von Györgyfalva sich ausbreitende

1½ km. breite, flache sumpfige Vervölgy ist. Auf der südlichen Seite derselben folgt ein von vielen ins Vervölgy mündenden Wasserrinnen zerklüftetes, z. T. mit Wald bedecktes, aus Mergel, Sand und dünnen Tuffschichten aufgebautes Gebiet, dessen grössten Teil: den ganzen Hosszúviszug mit einem Teile des Pataer Hügel die geologische Karte des k. ung. Geologischen Institutes „Feleker Schichten der sarmatischen Stufe“ nennt. Auf dem Gebiet zwischen dem Szölőpatak, der von dem sarmatischen Plateau am östlichen Ende von Györgyfalva herunterführt, und dem Laborpatak, 1 km. westlich von Kolozspata, sind die sarmatischen Sandsteine sehr tief, stellenweise bis zum Vervölgy hinuntergerutscht auf die mittelmiocänen, meist mergeligen Sedimente, so dass man sie schwer unterscheiden kann von den tiefer liegenden, in einzelnen Schichten grosskörnigen, concretionären Sandsteinen des Hosszúvis. Die im Szölőpatak sichtbaren, bis 15 m. sich erhebenden, mit dünnen Dacittuffschichten wechselnden, bläulichen Mergelwände zeigen deutlich die fremde Abstammung der zwischen sie geratenen Sandsteinkugeln. Hier sind, gewöhnlich dünner als 1 m., oft wenige cm dick, 3–4 Tuffschichten durch Mergel, seltener durch Sandschichten voneinander getrennt, welche sich übereinander mehrmals wiederholen. Die zerrissenen Stücke dieser Tuffe habe ich westlich von Kolozspata auf der westlichen Seite des Grabens gegen den Csirisej und weiter gegen Györgyfalva am Labor-Ackerfeld, sowie längs des Györgyfalvaer Weges getroffen. Im Mergel der Tuffschichten des Waldes nördlich von Györgyfalva kommen Globigerinen vor.

Ein nennenswertes unteres Glied dieser feinen Tuffe ist jener kalkige Tuff, welchen wir schon bei der Behandlung der Antiklinale des Kolozsvärer Salzbrunnens als Glied des obern Tuffs (III.) erkannt haben, welches wir gegen O zu bis zum Várhegy erforschten. Ein anderes sehr interessantes Glied dieses Tuffzuges ist der auf dem Gebiete nördlich von Györgyfalva vorkommende dünne Amphibolandesittuff, welcher im Ganzen genommen dem eingehend beschriebenen Tuff vom Kolozsvärer Soldatenfriedhof ähnelt, aber er scheint ein höheres Niveau zu representieren als jener.

Auf Grund von persönlichen Untersuchungen in diesem Gebiet kenne ich diese sich wiederholenden Tuffschichten in dem westlich von Györgyfalva abfliessenden *Hidpatak*, sowie davon westlich im Bach des *Vágotterdő* und östlich im Szölőpatak. Mein gewesener Assistent, Prof. JOHANN NÁNTUS hat 1911. östlich vom Hidpatak den sich durch Györgyfalva ziehenden *Kőrespatak* und *Bakópatak*, sowie den an der Ostlehne des *Kishegy* verlaufenden Graben begau-

gen und fand hier, bei den, denen des Hidpatak ähnlichen Verhältnissen die dünne Amphibolandesittuffschicht.

XANTUS konstatierte auch, dass, während im Oberlauf dieser Täler die Schichten sanft unter Winkeln, die weniger als 10° betragen, nach S oder SSO einfallen, dieselben im Unterlauf der Täler bedeutend steilere 20° — 30° -ige nicht nur südliche, sondern auch entgegengesetzt gerichtete Fallrichtung aufweisen. Nach ihm wäre also im untern Teil des Hidpatak, wo ich oberhalb der Einmündung in das Vervölgy auch 80° -ige südöstliche Fallrichtung gemessen habe, eine den Diapirfalten von MRAZEK ähnliche Schichtdurchbohrung vorhanden. Am untern Ende des Szölöpatak fallen die herrschenden sandigen, concretionsreichen Schichten unter 28° gegen S ein, während die Schichten, der im Hangenden ca. $\frac{3}{4}$ km. weit südlich folgenden dacittuffreichen Mergelwand bereits nur ein südliches Einfallen von 12° aufweisen.

Die geologisch wichtigste führende Rolle kommt hier dem auffallend zerstückelten, kalkigen Tuff zu, den wir hier auf einem grossen Gebiet nicht nur im Wald, sondern auch auf den von ihm nördlich gelegenen Feldern finden, wo er an mehreren Stellen eine sehr sanfte Lagerung aufweist. Wenn wir in Betracht ziehen, dass dieser sehr dünne kalkige Tuff auch in den nördlich von Felek gelegenen Erdrissen, weiterhin gegen N und O auf einem grossen Gebiete vorhanden ist, so scheint es, dass hier die Rolle, welche der dünne Opalsandstein am Westrand des Miozenbeckens gespielt hat, der kalkige Tuff oder der tuffenthaltende Kalkstein, in den ersterer häufig übergeht, übernommen habe.

Das sehr verdeckte Gebiet des *Vágotterdő* (auf der Karte Sipotele), sowie die weiter westlich folgende Feleker Weide (auf der Karte Fenatele) mit ihrem bewachsenen, sumpfigen Gebiet, welches den in meiner II. Veröffentlichung eingehender beschriebenen Stufen der Feleker sandigen Brüche vollständig entspricht, ist zum eingehenderen Studium der Schichten nicht sehr geeignet. Einen den Feleker Brüchen ähnlichen feuchten Rand kann man im übrigen auch auf dem Gebiet zwischen Györgyfalva und Kolozspata verfolgen. An der Südseite dieser Falte befindet sich in der Achse derselben auf dem südlich vom Borhánes gelegenen Rücken unter dem Kreuz an der Westlehne in 450 m. Höhe eine reiche, gute Quelle.

Was den Nordflügel dieser im Ganzen ost-westlichen Falte betrifft, habe ich schon weiter oben die Tuffschichten der am Westende gelegenen Fersecele, sowie bei Behandlung der Antiklinale des Kolozvárer Salzbrunnen die am Südende der N.-Szopor-

gruppe, am Fusse des Borhaues gegen N unter 49°, weiterhin die von hier ostwärts an der Südseite des Határdomb (Sub Sipotele) gegen NO einfallenden tuffigen und sandigen Schichten erwähnt. Am Nordende des Vágotterdő fand ich an mehreren Stellen in längern Zügen kalkigen Tuff oder tuffigen Kalkstein, dessen zerbrochene Scherben auch am Westende des Vérvolgy auf der Wasserscheide an mehreren Stellen vorkommen. Unter diesem ist auch dichter, zum Teil geschichteter aber nicht kalkiger Tuff (H.?) vorhanden.

Die zerrissenen Tuffschichten finden wir auch östlich vom Határdomb im Walde *Baron Josika's*, in dem sich auf der rechten Seite des Sós-patak erhebenden *Csercedő*, sowie nordöstlich von den Salzbrunnen an der *Sósoldat* und am Ostabhang des auf der Karte Ciresci genannten 463 m. hohen Hügels, weiterhin an der Ostseite des *Nagy-rölgy* (v. mare) bei der Krümmung des nach Pata führenden Weges.

Die Schichten des Nordflügel im *grössten*, westlichen Zug der Antiklinale fallen nach N oder NNO, ergeben also eine grade Falte. Am Ostende in der Gegend der Salzbrunnen ist dagegen das südliche Einfallen allgemein, hier wird also die mit ihr parallel verlaufende Falte am Fusse der sich stark hervorhebenden Felek-Györgyfalva-Ajtoner sandigen Tafel eine schiefe Falte. Das Einsinken derselben in der Gegend des Györgyfalvaer Salzbrunnen geht auch jetzt vor sich. Das Einsinken, andererseits die Durchfurchung von vielen kleinen Tälern, Wasserrinnen verursacht den vom allgemeinen Typus in vielem sehr abweichenden Zug dieses Gebietes.

In der ganzen Länge dieser 10 km. langen, mit den übrigen Antiklinalen einen schiefen Winkel einschliessenden Antiklinale kommen Salzbrunnen vor. Ein solcher befindet sich gleich am Nordende der Gemeinde Kolozspata, am nordöstlichen Abschnitt des Szurdok genannten ost-westlichen, feuchten Gebietes. Eine Salzquelle gibt es weiterhin 1 km. westlich von hier auf der Wiese zwischen Hosszúvis und Csirisej. $\frac{3}{4}$ km. weiter in derselben Richtung folgen auf der im Verfall begriffenen Erhebung an dicht neben einander gelegenen Einbruchsstellen die Salzbrunnen dreier Gemeinden. Der oberste Salzbrunnen ist der von Kolozspata, über dem ca. 5 m. hoch der Boden Kochsalzausblühungen zeigt. Unter dem K.-pataer folgt der Röder und in einem andern Graben der Györgyfalvaer Salzbrunnen. Dieses ausgelaugte, holperige Gebiet zeigt eine typische Salzsteppe. Über den Salzbrunnen befindet sich Sandstein u. z. stellenweise grober Sandstein. Ein anderer gemeinsamer Zug dieses Gebietes ist, dass ausser dem auf dem Salzgebiet vorkommenden

Mezöszéger Mergel auch der Sandstein unter der Tuffschicht eine grosse Rolle spielt.

Was die Tuffschichten selbst betrifft, geht aus dem Gesagten hervor, dass der den Hosszúvis entlang der Länge nach verfolgbare Zug derselben gegen W zu gegen die Salzbrunnen übergekippt ist. Weiter westlich kenne ich an der Lehne des Vervölgy blos die zerstreuten Stücke dieses Tuff. Dieser Dacittuff scheint dem bisherigen II. Tuffzug zu entsprechen.

In einem höheren Niveau folgen westlich von Kolozspata auf den Feldern und besonders gut in den Gräben des waldigen Gebietes nördlich von Györgyfalva zu sehen, durch mergelige Einlagerungen von einander getrennt, aber auch sehr viel Sandstein einschliessend die zur III. Gruppe gehörenden dünnen, feinen Tuffschichten. Ein Glied derselben ist der schon bei den vorigen Falten kennen gelernte tuffige Kalkstein und als neues Glied erscheint hier die dünne Schicht Amphibolandesittuff.

Die tiefste (I.) Tuffserie kenne ich in der Antiklinale des Vervölgy nicht. Man muss also schliessen, dass die hiesigen Salzbrunnen in einem höheren Niveau entspringen, wie die bisher beschriebenen Salzbrunnen. Dies macht auch verständlich, dass der Sandstein in der unmittelbaren Umgebung der Salzbrunnen so reichlich vorkommt. Diesen Sandstein, wie auch den auf unserer geologischen Karte als sarmatisch dargestellten Sandstein des Hosszúvis, müssen wir auf Grund des Obigen noch für mittelmiozän (obermediterran) halten. Die untere Grenze der obern Miocänschichten ist in der Reihe der hiesigen Sandsteinschichten über den tuffigen Kalkstein und den Amphibolandesittuff zu setzen.

Die mikroskopische Schilderung der Tuffschichten der Antiklinale des Vervölgy.

Der unterste zusammenhängende Tuffzug in dieser Antiklinale ist der, welchen wir am Nordende von Kolozspata kennen gelernt haben. Das vom Nordostende dieses Ortes stammende Glied dieses Tuffzuges ist mit dem Mikroskop untersucht feinkörniger, teils graulich, teils gelblicher Dacittuff. In letzterem Teil machen die vorherrschend $\frac{1}{3}$ mm. grossen Mineraltrümmer ca. $\frac{1}{3}$ aus, die übrigen Teile des Gesteines bestehen aus Haufen verklebter Glasfäden, die auch wenig tonige Fetzen einschliessen.

Unter den Mineralien finden sich teilweise auch solche vulkanischen Ursprungs, darunter *Plagioklaszwillinge* mit Zonenstruktur, manchmal mit Glas- und *Magnetiteinschlüssen*. Ein *Feldspat*, dessen

äusserer Teil eine eigenartige, faserige, netzartige Struktur zeigt, enthält braune Glaseinschlüsse mit vielen Luftblasen. Auch vulkanischer *Quarz*, sowie grünlichbrauner *Amphibol* kommt recht zahlreich vor, letzterer in Bruchstücken von $\frac{3}{4}$ — $\frac{1}{2}$ mm., mitunter mit Glas- und Feldspateinschlüssen. Brauner *Biotit*, weiter wenig freier, grösserer *Magnetit* ist darin vorhanden. Ausser vulkanischem *Quarz* findet sich auch viel zertrümmerter, alter *Quarz*, wie auch kristalline Schieferkrümchen. *Muskovit*fäden gibt es nicht viel, aber um so mehr Kalkstein bis zu 1 mm. Grösse. Diese Calcitgebilde sind z. T. faserige, strahlige Stückchen, aber es gibt auch reichlich grösserkörnige sekundäre Verkalkungsprodukte. Stellenweise reichert sich der Kalk derart an, dass er $\frac{1}{4}$ des Gesteines ausmacht. Während der Ablagerung des Tuffgesteins muss also in der Nähe Kalkstein abgetragen worden sein. Auch einzelne Mineralkörner beginnen darin zu verkalken. Im andern Teil des Gesteines ist Kalkstein und Verkalkung kaum vorhanden. Dieser ist etwas feinkörniger und stimmt, was seine wesentlichen Eigenschaften betrifft, mit dem andern überein.

In wesentlichen Zügen ähnelt diesen Gesteinen das mikroskopische Bild des aus der westlichen Fortsetzung des Zuges, aus dem Steinbruch des Hosszúvis stammenden Tuffes, insoweit, als dieses Gestein ca. zum vierten Teil aus Mineralien besteht, die meist kleiner als $\frac{1}{2}$ mm., öfter $\frac{1}{4}$ mm. gross sind, darunter häufig undulös auslöschender *Quarz*, weiterhin *Muskovit*. Doch kommen darin auch ausserordentlich viel Glas und sonstige Einschlüsse enthaltende *Feldspate* vor. Die übrigen Teile des Gesteines bestehen aus isotropem Glas, in denen die Grösse der ursprünglichen Körner nicht mehr zu erkennen ist. Auf Grund dieser Züge können wir also diesen Tuffzug nicht zu dem, in den vorigen Falten kennen gelernten unteren (I.) Tuff zählen.

In dem feinkörnigen Sandstein, der aus dem östlichen Seiten-graben des *Csirisej*, nordwestlich von Kolozspata, aus dem Liegenden dieses Tuffzuges stammt, ist ausser zertümmertem *Quarz* vulkanischer *Quarz* und viel grünlich braune *Hornblende* neben *Plagioklas*, *Magnetit*, wenig *Biotit*, *Muskovit* sowie ausser dem kalkigen Bindemittel viele Kalksteinstückchen zu sehen.

Dem Tuff des vorigen Tuffzug ähnlichen, ziemlich viel alte Gesteinsbrocken, weiter gelblich grünen *Amphibol* enthaltenden, in beginnender Verkalkung befindlichen Tuff fand ich in Stücken in der Nähe des *Györgyfalvaer Salzbrunnen*, sowie nordwestlich von diesem Salzbrunnen 1 km. weit am Rande des *Csereerdő*, weiterhin

am Südrande des bei Behandlung der Gegend des Szamosfalvaer Salzbrunnens bereits erwähnten Határdomb (Sub Sipotele), wo wir am nordwestlichen Rande des Vervölgy 3 m. dicken mergeligen Tuff zwischen Sandstein eingeschaltet sehen. Einen diesen ähnlichen, grüne Hornblende, sowie ausser Kalksteinstückchen und Dacitmineralien sehr viel Mineralien des Grundgebirges enthaltenden tuffigen Sandstein kenne ich vom Westabhang des Vervölgy unter dem mit 476 m. bezeichneten Gipfel.

Dem Csereerdő gegenüber im oberen Teil der an der linken Seite des Sospatak sich öffnenden Wasserrinnen und in deren Umgebung kann man ziemlich viele zerstückelte Teile eines Tuffzuges finden. Darunter findet sich auch solcher, ziemlich reiner und an ca. $\frac{1}{2}$ mm. grossen Dacitmineralien reicher Tuff, der ungefähr zu $\frac{2}{3}$ aus grössern Bimssteinkörnerhaufen, im übrigen jedoch aus Mineralien besteht. Dieser würde also in mancher Beziehung an die Schichten des untersten (I.) Tuff erinnern, es ist jedoch wesentlich, dass auch dieser Tuff zu verkalken beginnt.

Zur näheren Beschreibung der ersten Tuffschichten *des nördlich von Györgyfalva gelegenen waldigen Gebietes* möge das Folgende dienen. Das oberste, am leichtesten zu erkennende Glied derselben bilden dünne, ausserordentlich dichte, in frischem Zustand gelblichblaue, verwittert weissliche bimssteinige, kalkige Schichten, wie wir sie schon im Zuge der Antiklinale des Kolozsvärer Salzbrunnens in der oberen Tuffgruppe kennen gelernt haben. Am unteren Ende der oberen Tuffserie kommen nicht nur eine, sondern mehrere, einige cm. dicke derartige Schichten vor, über deren Zusammensetzung blos das Mikroskop Aufschluss gibt, denn mit freiem Auge kann man die Bestandteile nicht unterscheiden. In einem der untersuchten hellgrauen Gesteine, das von dem Abhang unter der Vágástető (Sipotele) zwischen Györgyfalva und Erdőfelek stammt, besteht $\frac{1}{3}$ - $\frac{2}{3}$ aus verhältnismässig ziemlich grossen: $\frac{1}{4}$ mm. grossen und kleineren, sehr eckigen Bimsstein- und sonstigen zersprengten Glasstücken. Das sehr lose Gewebe derselben verbinden Haufen von Calcitkörnern, die in Flecken von $\frac{1}{4}$ - $\frac{3}{4}$ mm. Grösse gleichzeitig auslöschten. Diese Glassplitter sind ausserordentlich abwechslungsreich. Die grössten sind gekrümmte stengelige Bimssteinstückchen, mit wasserklarer, aufgeblasener Glasmasse. Weiterhin gibt es 130 μ grosse Glaskörner, Trichite, Longulite, Margarite und andere kristalline Gebilde. Aber es kommen auch 40 μ lange, kleine Glaskeile und andere, sehr eckige, derartige Glassplitter vor. Ausser diesen reinen Glasbrocken gibt es darin gelbliche, zu sphaerolitischen

Gruppen von positivem Charakter umkristallisierende, weiterhin solche Partien, die der Grundmasse gewisser Rhyolithe der Vlegyásza ähneln.

Im Zusammenhang hiemit erwähne ich, dass ich ausser den nicht sehr zahlreichen kleinen vulkanischen *Quarz*bruchstücken auch solchen *Quarz* darin gefunden habe, der von einer schwammigen, gleichzeitig auslöschenden Fortwachszone umgeben ist, einem Gebilde, das in dem Eruptivmassiv des Vlegyásza an vielen Stellen vorkommt. Spärlicher finden sich *Plagioklas*bruchstücke, weiterhin kleinere und grössere *Magnetit*körner bis zu 20 μ , wie auch in Haufen, frei oder in die Grundmasse eingebettet. Auch ein 150 μ lange corrodirtes *Zirkonsäule*chen fand ich darin.

Weiter oben im Anfangsgraben des *Zucarospatak* fand ich in der Wand einen ähnlichen, dichten tuffigen Kalkstein, ca. 1 dm. mächtig, in dem aber die sich verzweigenden Glassplitter schon bedeutend kleiner, 100 μ und noch kleiner sind. Auch die gleichzeitig auslöschenden Calcithaufen sind ca. 100 μ gross. Ausserdem gibt es verschwindend wenig noch kleinere ca. 40 μ grosse Mineralkörner.

Diese tuffige Kalksteinschicht trennt aufwärts ein $\frac{3}{4}$ m. dicker Mergel von einem $\frac{1}{3}$ m. dicken nicht kalkigen Tuff. Derselbe ist ein aus kleinen Körnern bestehender poröser Tuff, in dem 50 μ grosser und grösserer Muskovit und andere, hauptsächlich alte Mineralien in geringer Menge vorkommen. Hierauf trennt denselben ein 1 m. dicker, ca. zum vierten Teil aus 50–100 μ langen Glasfäden, ausserdem aus 25 μ grossen Orbulinen, weiterhin zoogloenartigen Gebilden, wenig 50 μ grossen Mineralbrocken und kleinen blumenblätterförmigen Klinochlorrosetten bestehender Mergel von einem andern $\frac{3}{4}$ m. dicken, weissen Tuff, den der die Oberfläche bildende Mergel bedeckt. Diese Tuffe sind also unrein, aber nicht mehr kalkig. Die ca. 40 μ grossen Glaskörner und verwitterten Flaumen des hängenden Gesteines, die $\frac{1}{2}$ – $\frac{1}{3}$ des Gesteines ausmachen, verbindet toniges, glimmeriges Material. Die untere Tuffschicht besteht vorherrschend aus verklebter, verwittert streifiger Glasmasse, die nur ganz wenig ($\frac{1}{10}$) Dacitmineralien und kristalline Schieferbrocken einschliesst.

Der aus dieser Gegend, namentlich aus dem sich gegen das *Vércölgy* zu ziehenden Waldteil stammende kalkige Tuff unterscheidet sich dadurch von den vorigen, dass darin die gleichzeitige, aber einen leichten Druck verratendene undulöse Auslöschung zeigenden Kalksteinkörnchen 1–2 mm. Grösse erreichen, während die kleinen,

in scharfen Spitzen endigenden Glas-, sowie *Andesin-labradorfeldspat*-stückchen nur 100–200 μ gross sind. Auch hier kommen 10–20 μ grosse Magnetitkörner vor. In diesem Tuffgestein fand ich auch andesitartige, 20–50 μ lange Feldspatzwillingsleisten enthaltende Grundmassenbrocken.

Ich habe mehrere tuffige Kalksteine von der vom Vervölgy östlich gelegenen Lichtung untersucht, wo dieselben hauptsächlich in 470–480 m. Höhe vorkommen. In dem einen sind die Bimssteinfäden 40 μ lang und stark verkalkt. Auch wenig *Feldspatkörner* mit Glaseinschlüssen und *Quarzkörner* kommen darin vor, unter denen die 120 μ grossen schon zu den grössten gehören. Die verbindenden einzelnen Calcitkristalle sind im Allgemeinen $\frac{1}{2}$ mm. gross. Es kommt jedoch auch feinerer, ähnlicher bimssteiniger Kalkstein vor, in dem die meist wasserklaren Glas- und weissen Bimssteinstückchen, sowie die Körner der zusammenfassenden Calcitkristalle kleiner, 40–50 μ gross sind. Zusammen mit diesen kommen hier aus kleinen Glaskörnern verschweisste Tuffschichten vor, in denen nur $\frac{1}{7}$ – $\frac{1}{8}$ des Gesteines aus Mineralien besteht, namentlich 200 μ langen *Muskoritfäden*, *Biotitfetzen* und viel, bedeutend kleinerem *Quarz*, kristallinen Schieferbrocken, deren grösster Teil bloß 20–30 μ erreicht. In einem andern, schichtweise sehr sandigen Tuffgestein kommen Globigerinen von 250 μ Durchmesser, weiterhin andere hergenommene Kalkschalenrümpfe vor.

Der östliche Nachbar des oberen Grabens des Zavarospatak ist der das Westende von Györgyfalva schneidende und in das Vervölgy mündende *Hidpatak*. Im untersten Teil des Hidpatak auf die oben erwähnte diapirartige Aufwölbung folgend in der Reihe dieser unter 20° südöstlich einfallenden sandigen, mergeligen Schichten finden wir wieder Tuffschichten und zwischen denselben sehr viel Mikroorganismen enthaltenden, schlammigen Mergel, weiterhin eine dünne kohleführende Schicht.

Eine Besonderheit dieser Schichtenserie ist der *Amphibolandesittuff*, der hier in ungef. 200. m Entfernung vom Waldesrand in Gesellschaft von kalkigen Mergelschichten mit feinem Dacittuff und Globigerinen sowie bimssteinigen Kalksteinschichten eine ca 1 dm. dicke Schicht bildet. Die Amphibolandesittuffe zeigen folgendes mikroskopische Bild. Das Gestein kann als Mineraltuff bezeichnet werden insoweit, als mehr als die Hälfte aus Mineralien: vorherrschend Feldspat, sodann Amphibol, Magnetit, Augit, Biotit und Quarz besteht, meist in Form von $\frac{1}{2}$ – $\frac{1}{3}$ mm. grossen Bruchstücken. Das übrige ist graulichbraunes, fädiges, zusammengedrücktes, bims-

steiniges Glas, in dem mitunter kleine *Feldspat*- und *Amphibol*kristalle zu sehen sind.

Das herrschende Mineral ist *Plagioklas*, gewöhnlich stark isomorph zonenförmig gebauter *Labrador* (Ab_1 An_1) oder *Labrador-Bytownit* (Ab_3 An_4), mit nicht übermässig vielen Albitzwillingsleisten und Periklinzwillingen. Gewöhnlich kommen viel Glaseinschlüsse, in unregelmässiger Gestalt oder negativen Kristallen vor. Die Glaseinschlüsse reichern sich ausnahmsweise derart an, dass der sie enthaltende Feldspat schwammartig wird. Sehr zahlreich kommen weiterhin grünlichbraune *Amphibol*bruchstücke darin vor, die *Magnetit* und kleine Glaseinschlüsse, seltener *Apatit* enthalten. Der *Amphibol* ist gemeiner grüner *Amphibol*, mit folgendem Pleochroismus:

γ =grün, mit bläulichbrauner Schattierung;

β =bräunlichgrün mit gleicher Absorption wie im vorigen Fall.

α =hell gelblichgrün mit schwächerer Absorption.

c- γ =ca. 20°. Doppelte Zwillingsbildung nach (100) kommt vor.

In bedeutend geringerer Menge findet sich meist stark gefalteter, grünlichbrauner, umgewandelter *Biotit*, der in einem Falle den Kopf einer Augitsäule einhüllt. Auch der *Augit* spielt eine sehr untergeordnete Rolle in diesem Gestein. Unter den wenigen im Schliff vorhandenen kleinen Körnern befindet sich der Querschnitt einer 200 μ dicken, gelblich grünen *Augitsäule*, mit sehr schwachem, nach β gelblichgrünem Pleochroismus. Ausser kleinen *Magnetit*punkten sind rötliche Glaseinschlüsse vorhanden. Ebenso selten ist der traubenkernförmige *Quarz* von $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{4}$ mm. Durchmesser, in dem grauliche körnige Grundmasse und hellere, kleinere Luftblasen enthaltende Glaseinschlüsse vorkommen, beide in negativen Kristallformen. Der *Magnetit* kommt auch frei im Gestein vor und beginnt stellenweise sich in *Hämatit* umzusetzen. Ausser den Bruchstücken des bimssteinigen Glases finden sich seltener dichte, umkristallisierende oder ganz umkristallisierte weisse Grundmassenbrocken, in denen wenig kleine *Magnetit*körnchen, *Feldspat*haufen und kleine *Pyroxene* und *Amphibole* zu sehen sind. Diese dünne *Amphibolandesittuff*schicht ist also ein auffallend reines vulkanisches Produkt, welches wohl heftige Explosionen zustande gebracht haben, da auf grössere Tiefe deutender grüner *Amphibol* und granitische Mineralienzusammensetzungen zusammen mit bei schneller oberflächlicher Abkühlung gebildeten glasigen Gebilden vorkommen.

Der aus den östlichen Gräben stammende untersuchte *Amphibolandesittuff* stimmt mit dem *Amphibolandesittuff* des Hidpatak überein,

mit dem Unterschied, dass wir statt der bimssteinigen Glasbrocken ein rotes *delessitisches* Verwitterungsprodukt finden.

Es ist also klar, dass diese Amphibolandesittuffschicht derjenigen ähnelt, die ich in meiner II. Veröffentlichung vom Kolozsvärer Soldatenfriedhof eingehend beschrieben habe. Die stratigraphische Lage dieses Györgyfalvaer Amphibolandesittuff ist jedoch eine andere wie die der vorigen, namentlich gehört sie zu einem höheren Niveau. Über dieser folgen im Hidpatak vorherrschend sandige Schichten, deren ganze bis 12 m. mächtige Serie dünne Mergelschichten unterbrechen. Über diesen ist im Orte Györgyfalva in dem in der Nähe der ref. Kirche befindlichen Graben auch der grobe Konglomeratsandstein vorhanden, den ich in der Umgebung von Kolozsvár als die feststellbare untere Grenze der sarmatischen Schichten bezeichnet habe.

Unmittelbar unter dem Amphibolandesittuff findet sich solcher kleinkörniger, sehr zusammengedrückter gewöhnlicher Dacittuff, in dem sehr viel, ca. 100 μ grosse mergelige Einschlüsse und wenig alte Mineralbrocken von ähnlicher Grösse vorkommen, neben welchen sich auch wenig zooglöartige¹, gelbe Kugeln finden. Im Zusammenhang mit diesem kommt ein solches sandige, lehmig-kalkige, ca. 60 μ lange Glasfäden, 25 μ grosse Glaskörner enthaltende, also tuffige, mergelige Gestein vor, in dem kalkschalige Globigerinen von 40 μ Durchmesser, weiterhin Gruppen von zooglöartigen Gebilden von 10--30 μ Durchmesser und 6 μ grosse, schief auslöschende Gebilde mit optisch negativem Charakter vorhanden sind. Der Calcit bildet grade so, wie der braune, tonige Teil kleine Körner. Es herrscht im Gestein ein toniges Gebilde, das in gelblichen, dünnen Fäden schwach umzukristallisieren beginnt und das z. T. Zersetzungsprodukt feinen Glasstaubes ist, in dem auch graue, mit Luft gefüllte Haufen vorkommen. In diesem tonigen Gebilde finden sich wenig 100 μ lange *Muskorit*fäden, zerdrückter *Quarz* von 30 μ Durchmesser, spärlich 50 μ grosse Bruchstücke von *Feldspatz*willingen und vereinzelt grüner *Augit*.

Dass dieses Gestein sich in Brackwasser abgelagert hat, können wir daraus schliessen, dass darunter nach dem Dazwischentreten einer 2.5 m. mächtigen, mergeligen, sandigen Schicht dünne kohlenstreifige Schichten vorhanden sind.

Dünne Dacittuffschichten kommen nach der Begehung von Herrn XANTUS auch im benachbarten östlichen Graben vor, ca. 15 m.

¹ Siehe meine II. Veröffentlichung im III. Band 2. Heft dieser Zeitschrift, Seite 276.

über dem Amphibolandesituff. Es ist sehr interessant, dass der in dichte, kalkige Masse eingeschlossene glassplitterreiche Tuff auch 1 km. nördlich von Györgyfalva in dem Graben des von der ref. Kirche herkommenden Bakóbaches am Waldesrand in ca. 470 m. Höhe vorkommt, wo in einer 10 cm. dicken Schicht die durch kalkiges Material verbundenen, durchschnittlich 30 μ grossen Glasstückchen im Ganzen ca. den zehnten Teil des Gesteines betragen. Auch in diesem Gestein gibt es kleine, kalkschalige, mit schwarzem Kreuz auslöschende Globigerinen von 25–60 μ Durchmesser. Der unmittelbare untere Nachbar hiervon ist eine 25 cm. dicke, kalkige Tuffschicht, die viel lehmiger ist, so dass sie Mergel genannt werden kann. Auch in dieser gibt es kalkschalige Globigerinen, aber hauptsächlich einige μ grosse mit schiefelem Kreuz auslöschende Kugeln von negativem Charakter, weiterhin wenig Quarz-, Feldspat-, Muskovitbruchstücke und Bimssteinfäden.

Dieses Gestein trennt eine 2 m. dicke, sandige Schicht von einer 80 cm. dicken Tuffschicht, in der ausserordentlich kleine 3–4 μ grosse Glassplitter, ähnliche kleine Glimmer- und andere Mineralienreste, sowie wenige neue Produkte der Umkristallisation in glasige Grundmasse eingebettet sind. Darunter ist ein ca. 70 cm. dicker glasiger Dacituff, in dem die Grenzen der ursprünglichen Glaskörner nicht mehr zu erkennen sind. Ausser dem Glas kommen meist 0.04, mitunter auch 0.1 mm. grosse Mineralien, zum grössten Teil Quarz, wenig Muskovit und in Chlorit übergehender *Biotit* darin vor. Die ursprüngliche Grösse der Tuffkörner kann 0.01 mm. gewesen sein.

Zur Zeit der Ablagerungen der obersten Schichten des mittlern Miocän waren also ausser den Dacitvulkanen auch ferne Amphibolandesitvulkane von untergeordneter Bedeutung tätig. Der Übergang in die obere miocäne (sarmatische) Schichten vollzog sich wohl zugleich mit der stufenweisen langsamen Aussüssung des salzigen Meereswassers und mit der Ablagerung von kohlenführenden Schichten. Diese Sedimente lagerten sich in Seichtwasser ab, wofür nicht bloss die kohlenführenden Schichten, sondern auch die in den nördlich von Györgyfalva gelegenen Gräben gefundenen Wellenfurchen sprechen.

Die nähere Erkenntnis der Mikroorganismen in den feinen Sedimenten des Grabens nördlich von Györgyfalva wird ein klareres Bild dieser Verhältnisse ergeben, was die Aufgabe der Zukunft ist.

VI. Die Antiklinale der Apahidaer Staatseisenbahnstation.

Das Nordende der als östlicher Nachbar der Dezmérier Antiklinale folgenden, sich über der Apahidaer Eisenbahnstation hinziehenden Antiklinale können wir am besten an dem, sich aus dem fast 2 km. breiten alluvialen Gebiet des Dorfes Apahida bei der Mündung des *Tarcsatales* erhebenden *Királydomb* kennen lernen. Dieser ca. 10 m. hohe, als 315 m. hoch über dem Meeresspiegel angegebene, bescheidene Hügel besteht aus einer dicken Serie von Tuffschichten, die unter 45° nach ONO zu einfallen und an deren Füsse wir den biotitführenden Mineraltuff stark limonitisiert finden, in welchem wir die untere (I.) Tuffschicht erkennen. Hierauf folgt mehrere Meter mächtig feinerer, besser geschichteter Tuff, den ganz oben weiss und grau gestreifter Tuff mit Wellenfurchen bedeckt. Die der Verwitterung besser widerstehende Tuffmasse ist schuld, dass das Ganze in Form eines Hügels aus dem breiten Überschwemmungsgebiet des Szamos hervorragt.

Weiter oben, nördlich vom *Királydomb*, in halber Höhe des als 394 m. hoch angegebenen *Tarcsa*, der sich am Rande des Überschwemmungsgebietes erhebt, ist die Schichtenreihe 1911. durch einen Steinbruch aufgeschlossen worden. Hier konnte man ca. 3·5 m. mächtigen Tuff sehen, der in seinem obern Teil geschichtet war. Im westlichen Teil dieses, ca. 45 m. höher als der vorige gelegenen Tuffzuges, fallen die Schichten unter 30° gegen NNW, am Ostende ähnlich unter 24°.

Als Fortsetzung desselben ist am Ende des oberhalb der Mündung des *Tarcsatales* in den Szamos sich erhebenden *Ősikősdomb* eine tuffige Schichtenreihe zu sehen, die durch ihr WNW-liches Einfallen unter 30° deutlich zeigt, dass die Antiklinalenachse zwischen ihr und dem vom Ende des Hügels $\frac{1}{3}$ km. nordwestlich gelegenen *Királydomb* beginnt, deren zuvor genannte (II.) Tuffschichtenreihe weniger gehoben ist, wie die am *Királydomb* sichtbare untere (I.) Tuffschicht. Der sich von der mit 390 m. Höhe markierten westlichen Erhebung des *Ősikősdomb* abwärts ziehende Tuffzug, den ich schon bei der Dezmérier Antiklinale beschrieben habe, ist die Fortsetzung dieses II. sich in der Synklinale rückwärts biegenden Tuffzuges. Auf dem Gipfel des Hügels ist hier, wie auch weiter gegen Szamosfalva zu überall diluvialer Schotter.

Die beim *Királydomb* beginnende Antiklinale verläuft von hier südsüdwestlich über die Apahidaer Station der Staatseisenbahn hinaus, an deren östlichem Ende durch die ansehnlichen Erdarbeiten

bei Gelegenheit der Vergrösserung der Station im Jahr 1916. die Schichten des untersten Mineraltuff aufgeschlossen worden sind. Was die Lagerung der in den verschiedensten Richtungen verbogenen und unter den verschiedensten Winkeln einfallenden Tuffschichten betrifft, so können wir an der ca. 9 m. hohen, von Dacituffschichten durchzogenen Wand keine sichern Daten feststellen, soviel ist jedoch klar zu sehen, dass das unterste Glied dieser ansehnlichen Tuffschichtenreihe der Mineraltuff ist. An der Lehne des sich darüber erhebenden Hügels habe ich 1911. im Steinbruch von NATHAN IZRAEL die Tuffschichten unter 30° nach O einfallen gesehen, in deren Serie ich auch den biotitführenden Mineraltuff fand, so dass dieselben zweifellos als die Fortsetzung der beim Királydomb gefundenen unteren (I.) Tuffschicht anzusehen sind. Bei der Stelle, wo sich das von Dezmér kommende Tal in das Überschwemmungsgebiet des Szamos öffnet, findet sich am linken Abhang eine gegen W unter 25° fallende Tuffschicht, die also bereits zum westlichen Flügel der Antiklinale gehört.

Beträchtliche Tuffzüge findet man im Verlauf dieses Sattels über die Gipfel des Strimba und Búdostó (auf der Karte D. Budes-tuluj) hinaus, doch alle diese Hügel sind von Äckern bedeckt. Von hier verläuft die Antiklinale an der Ostlehne des Kopács (La Copaci) und im Tale des Salzbrunnenbaches, wo eine Salzquelle in ihre Achse fällt. Ihr westlicher Flügel fällt an der linken Seite des Sós-pataktales am Fusse des Pripo unter 40° nach W ein. Weiter südlich bei der Alexiquelle finden wir eine 7—8 m. mächtige Tuffschichtenreihe am Westflügel, am östlichen jedoch, auf dem *Alexigipfel* (426 m.), eine unter 21° nach O einfallende Tuffserie. Von hier geht die Achse der Antiklinale auf den sich am Westende von Kolozskara erhebenden Continithügel (482 m.) zu, auf dem ansehnliche Tuffzüge den Verlauf kenntlich machen. Den grössten Teil des Zuges macht aber mit reicher Vegetation bedeckter schwarzer Ackerboden aus, wo nur einzelne Bruchstücke der Tuffschichten an die Oberfläche gelangen, von denen schwer zu entscheiden ist, zu welchem Niveau sie gehören. Aus ihrer dichten Aufeinanderfolge muss man darauf schliessen, dass hier ausser der den Mineraltuff enthaltenden unteren Schicht auch die obern Tuffschichten vorhanden sind.

Südlich von Kolozskara zieht sich die Antiklinale über den *Aringipfel* (446 m.) hin, auf dem der Tuff in 15 m. Breite in unter 50° nach ONO fallenden Schichten sichtbar ist. Von hier abwärts an dem Abhang gegen das *Bodrogtal* zu, tritt die Tuffserie an vielen Stellen an die Oberfläche. An den nach ONO zu einfallenden

Schichten habe ich von oben nach unten die folgenden Winkel gemessen: 23°, 30°, 52°, 26°. Auch östlich von hier an der *Funtina Metyi* genannten Lehne findet man mehrere beträchtliche (ca. 5 m. mächtige) Tuffschichtenreihen, die alle in ähnlicher Weise nach ONO zu einfallen. In der Tuffserie neben der Metyiquelle finden wir oben den größern Teil des Tuffes, den wir auf dem Gipfel unten fanden, so dass wir denselben für einen zur benachbarten östlichen Antiklinale gehörigen überschobenen Flügelteil ansehen und auf eine liegende Falte schliessen müssen. Ein auffallender Zug dieser Antiklinale ist, dass sie gegen ihr südliches Ende zu, sich dem Felek-Boser Rande nähernd von ihrer südlichen Richtung schwach gegen Osten abweicht, nach Westen zu der Antiklinale des Vervölgy, nach Osten zu der von Kolozs entsprechend, denen sie auch noch in so weit ähnelt, als sie sich zu einer schiefen Falte gestaltet.

Der Tuffzug der Aringruppe reicht auf die jenseitige Lehne des Bodrogtales hinüber, wo in dem Winkel den derselbe mit der Mündung des Boser Tales bildet, ein grosses, bei Gelegenheit des Eisenbahnbaues abgebautes Gebiet die Stelle desselben bezeichnet. Über demselben, südlich vom Arin, auf dem jenseits des Bodrogtales folgenden grossen Gebiete des Bodroghügels (auf der Karte 441 m. Podierei) scheint sich von der Spitze des Arin über den Bologana herab weisser, ziemlich reiner feinkörniger, mitunter streifiger, aber in manchen an die Oberfläche gelangenden Scherben porzellanartiger Tuff hinzuziehen. Das sandige Gestein der Brüche an der Nordlehne des Bodrog erwies sich als verkalkter amphibolhaltiger Mineraltuff, wir müssen also die Antiklinale über dasselbe hinführen. Die letzte Spur des Tuff kenne ich östlich vom Bodroggipfel, am Westabhang des 392 m. hohen Hügels, wo darüber im Sattel und in der Nähe davon am Rande des nach N zu verlaufenden Grabens an- und abschwellige Schlammquellen vorhanden sind.

Ein einem höhern Niveau entsprechendes, offenbar nur in der Synklinale erhalten gebliebenes, ausserordentlich feinkörniges Tuffvorkommen kenne ich westlich vom Aringipfel in dem 409 m. hohen Sattel bei der Wegkreuzung, sowie im Sattel des Bodrogbergs zwischen den 441 m. und 451 m. hohen Erhebungen, wo Dr. v. SZENTPÉTERY auf unserem letzten gemeinsamen Ausflug sehr dichten kalkigen Tuff fand.

Auf diesem Ausflug, auf welchem ich ein par alte Messungen und Beobachtungen kontrollieren wollte, nahm ich mit Bedauern

währ, dass in den Kriegsjahren die Arbeit in den Steinbrüchen nicht nur ins Stocken geraten ist und die Brüche auf dem Pataer Pietris verschüttet sind, sondern dass mehrere ältere gute Aufschlüsse in Folge von grössern Erdrutschungen in Wahrheit von der Oberfläche verschwunden sind.

Das mikroskopische Bild des Tuffes im Zuge der Apahidaer Station der ung. Staatseisenbahn.

Von den Tuffen des Apahidaer Királydomb habe ich mehrere mikroskopisch untersucht. Am wertvollsten ist von diesen ein durch Limonit rotbraun gefärbtes Gestein, an dem man mit freiem Auge nicht einmal den Tuffcharakter recht erkennt, wogegen das Mikroskop um so deutlicher zeigt, dass es in allen wesentlichen Zügen dem untersten Mineraltuff der I. Tuffgruppe entspricht. Ungefähr die Hälfte des Gesteines besteht aus ca. $\frac{1}{2}$ mm. grossen Dacitmineralien: *Plagioklas*, *Biotit*, *Quarz*, *Magnetit*, die andere Hälfte aus bimssteinigen, glasigen Brocken. Fremde Mineralien darunter *Quarz* mit Gas- und wenigen Libellen enthaltenden Flüssigkeitseinschlüssen sind nur in geriger Anzahl vorhanden.

Ohne mich in die eingehendere Beschreibung des Gesteines einzulassen, erwähne ich, dass der meist Zonenbau aufweisende, viel Glaseinschlüsse enthaltende *Plagioklas* ausnahmsweise in seinen grössten Exemplaren auch 1 mm. Grösse erreicht. Vereinzelt kommen auch aus verzwilligten *Plagioklas*leisten bestehende andesitartige Grundmassenbrocken, weiterhin kleine mikrogranitische eruptive Brocken darin vor.

Das unterste Glied der aufgeschlossenen Schichtenserie des Királydomb, ein wenig limonitisches, geschichtetes, zusammen gedrücktes Gestein, besteht auch aus auffallend reinem vulkanischem Material, aber die Mineralien machen darin nur ca. den fünften Teil aus und es kommen schichtweise fremde Mineralien, darunter zerdrückter *Quarz*, $\frac{1}{2}$ mm. grosse kristalline Schieferbrocken, *Muskovit*, *Biotit*, Kalkstein und $\frac{1}{4}$ mm. grosse tonige Einschlüsse mit kleinen kugeligen Gebilden etwas reichlicher darin vor. Ausser den Dacitmineralien, dem vulkanischen *Quarz* und *Biotit* finden sich darin zonige, Glaseinschlüsse mit Gasporon enthaltende *Plagioklas*-bruchstücke, mit Albit- und Periklinzwillingen, die vorherrschend zum *Andesin-Oligoklas* ($Ab_2 An_1$) gehören, aber auch *Andesin* ($Ab_3 An_2$) und *Oligoklas-Andesin* ($Ab_1 An_2$) kommen vor. Der glasige Teil besteht aus Haufen von $\frac{1}{2}$ mm. grossen fädigen, gekrümmten Bruchstücken.

Über diesem folgt feinkörnigerer, dichter grauer Tuff mit dünner Diagonalstreifung. Mit dem Mikroskop sieht man in diesem Gestein von durchschnittlich 100 μ Korngrösse, dessen ungef. vierter Teil aus Mineralien besteht, noch mehr fremdes Material, darunter grünliche tonige Haufen, zerdrückten Quarz, kaolinisierte Feldspatbrocken und Muskovit. Zu oberst folgt gebänderter, dichter Tuff, mit weissen und braungrauen, 1–6 mm. dicken, sich mit einander verwebenden, welligen, bündeligen, streifigen Schichten. Von diesen ist nur die weisse Schicht reinerer Tuff, im braungrauen ist ausserordentlich viel unkristallisierender Ton und andere, fremde aus dem kristallinen Schiefergebirge stammende, ca. 100 μ grosse Mineralien und fremde kleine Gesteinsbrocken, darunter 30–70 μ grosse Tuffkörner, die wie auch das übrige Material, wohl vom Wasser zusammengetragen worden sind. Kalkstein findet sich in diesem Gestein keiner.

Im untersten mikroskopisch untersuchten Tuff des Steinbruches der Tarcsaöldal wechseln rote, graue, gelbe Schichten in 1–2 mm. Dicke mit einander ab. Schichtweise finden sich darin sehr viel kleine kristalline Schieferbrocken und deren Mineralien, aber es kommen auch einzelne, grössere vulkanische Feldspäte mit Glaseinschlüssen und Zonenbau, darunter Labradorit ($Ab_1 An_1$) vor. Vereinzelt trifft man auch 140 μ grosse Stückchen andesitischer Grundmasse mit Feldspatleisten. In einem andern von hier stammenden Tuff finden sich schichtweise sehr viel fremde Mineralien von $\frac{1}{2}$ mm. abwärts, im übrigen besteht es aus ziemlich reinem, zusammengeschwämmtem glasigem Material.

Vom Szamosufer westlich von Apahida habe ich auch solchen ungleichmässig Mineralien, darunter nichtvulkanischen Quarz und Muskovit enthaltenden Dacittuff untersucht, in dem $\frac{1}{3}$ mm. grosse Glassplitter vorherrschen, in denen sich auch winzige Gebilde organischer Herkunft finden. Von Dacitmineralien enthält er Plagioklas mitunter mit vielen Glaseinschlüssen und Zirkonkörner einschliessenden Biotit. Vom Királydomb $\frac{3}{4}$ km. südwestlich in dem Tuff der Wand beim Wehr, wo der Szamos zu erst die Wand berührt, herrschen ca. 100 μ grosse zusammengedrückte Tuffkörner, aber auch 1 mm. grosse Bimssteinstücke sind darin zu sehen mit ziemlich viel fremden, $\frac{1}{3}$ mm. grossen Mineralkörnern. Auch hier gibt es kleine, braune, 280 μ grosse vereinzelt auch Mineralien enthaltende Grundmassenreste mit Plagioklasleisten.

Nur einzelne von den grössten vulkanischen Quarzkörnern und umgewandelten Bimssteinbruchstücken des neuesten am Ostende

der Apahidaer Station der ung. Staatsbahn aufgeschlossenen Biotitdazitmineraltuff erreichen eine Grösse von 1 mm., der herrschende Teil ist $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{4}$ mm. gross. Mehr als die Hälfte des Gesteines besteht aus Mineralien, darunter *Plagioklas*bruchstücke mit manchmal deutlicher Zonenstruktur: *Andesin* und *Labradorit* herrschen vor. Der *Biotit* ist stark verkrümmt. Auch winzige *Amphibol*bruchstücke finden sich in *magnetitischer*, *limonitisch* verwitterter Umgebung. Spärlich kommen auch andere *eruptive* Gesteinsbrocken, kryptokristalline Haufen von Quarz und Feldspat, andesitische Grundmassenbrocken mit schief auslöschenden Feldspatleisten und ausnahmsweise *Muskovit* und zerquetschter *Quarz* darin vor. Dieses Gestein ähnelt also dem Mineraltuff des Kolozsvärer Salzbrunnens, ist aber etwas feinkörniger, weiterhin dem Mineraltuff des Királydomb.

In dem für die erste Gruppe (I.) charakteristischen Tuff des sich südlich von der Apahidaer Station der Staatsbahn erhebenden Hügels bemerkt man schon mit der Handlupe ziemlich gleichmässig verstreuten *Biotit*. Unter dem Mikroskop entspricht dieses Gestein in wesentlichen Zügen dem untern Mineraltuff des Királydomb und dem der Station, aber die Mineralkörner sind darin, was ihre Grösse betrifft, abwechslungsreicher, vorherrschend $\frac{1}{3}$ mm. gross, indessen erreichen einige, besonders *Quarz*kristalle auch 1 mm. Grösse. Neben den zonargebauten *Plagioklas*bruchstücken gibt es auch kleine Kristalle. Das glasige Bindemittel ist ziemlich gleichmässig und in beginnender Umwandlung begriffen. Auch hier findet man 1 mm. grosse eruptive Grundmassenbrocken, sowohl solche mit dünnen zwillingsgestreiften *Plagioklas*leisten, wie auch ganz unkristallisierte.

Nordwestlich von K.-Kara, von dem von der *Funtina Alexi* westlich gelegenen Hügel stammt ein feiner, dichter, mehlig, mergeliger Tuff; blos in einzelnen Schichten desselben herrschen Haufen 10—70 μ grosser Glaskörner und Fäden vor; an anderen Stellen gibt es in den grünlichen, tonigen Theilen von ähnlicher Grösse ziemlich viel, 25—100 μ grosse Kalkbröckel, zwischen 40 μ grossen *Muskovit*- und *Quarz*bruchstücken und Glas, in deren Gesellschaft sich einige μ grosse, optisch negative kugelige Gebilde mit schiefen Auslöschungen finden. In einem andern, hierher gehörigen Gestein kommen gruppenweise auch *Globigerinen*bruchstücke vor. Den vorigen gegenüber scheint dieses ein zusammengeschwämmtes feines Sediment zu sein, das dem Material der obern Tuffschichten ähnelt.

Ein ähnliches Tuffgestein habe ich von der Westseite des *Büdöstó*, vom westlichen Fusse des sich hier erhebenden Hügels

untersucht, das mit freiem Auge betrachtet ein geschichtetes, wellenfurchiges, streifiges Tuffgestein zu sein scheint. Unter dem Mikroskop sind darin 250 μ lange Glasfäden neben vielen kleinen 35 μ grossen Körnern zu erkennen, die alle in beginnender Umwandlung begriffen sind. Stellenweise reichern sich die grünlichgelben, 150 μ grossen tonigen Haufen stark an, wie auch alter *Quarz*-, *Muskovit*-, *Biotit*fetzen und kristalline Schieferbrocken. Also auch dieses feine, sandige, mehliges Sediment ist nicht rein vulkanischer, sondern vom Wasser zusammengetragener Tuff, dessen Habitus auf die obere Schichtengruppe hindeutet.

Von den stark gefalteten Schichten des von der Gemeinde Kolozskara südwestlich gelegenen *Aringipfels*, aus dem südlichen Teile des Zuges habe ich ein feinkörniges, graues, stellenweise weisses, von kaolinigen Streifen durchzogenes Gestein mikroskopisch untersucht, das zur Hälfte aus Dacitmineralien, vorherrschend zonisem *Plagioklas*, *Biotit*, *Quarz*, wenig *Magnetit* und bräunlichgrünem *Amphibol*, zur andern Hälfte aus bimssteinigen Brocken besteht. Auch hier erreichen nur die grössten Körner die Grösse von 1 mm. und es kommen darin unter 40–42° auslöschende Feldspatzwillingsleisten und kleine ungewandelte, farbige Mineralien, *Amphibol* enthaltende eruptive Brocken vor. Ein von den vorigen Gesteinen abweichender Zug ist, dass hier auch kleine Kalksteinstückchen vorkommen, die z. T. einheitlichen Kristallen entsprechende 200 μ grosse Calcitkörner, z. T. kleine Calcithaufen sind, die auch Bimssteinreste enthalten. Kaolinisierte Teile sind nur in Haufen zu sehen. Über diesem Tuff kommt Sandstein vor, in dem viele verwitterte Stücke eruptiver Mineralien- und Dacittrümmer, aber auch viele $\frac{1}{2}$ mm. grosse Stücke alttertiären Kalksteines neben *Muskovit* und zerdrücktem *Quarz* vorkommen.

Von diesem Gipfel habe ich noch einen geschichteten Tuff untersucht, in dem die reinern Schichten zur Hälfte aus fremden, vorherrschend 100 μ grossen Sandkörnern, darunter meist altem *Quarz*, weniger Glimmer bestehen, aber es finden sich auch Kalksteinstückchen, weiterhin selten Granat, sowie Globigerinen (40 μ gross). Die den Tuff bildenden Glaskörner sind ca. 100 μ gross, aber es kommen auch fädiger Bimsstein vor, der zu optisch positiven Streifen umzukristallisieren beginnt. Ausserdem findet man wenig *Magnetit*körner und andesitartige Grundmassenbrocken darin.

Von dem südwestlich von K.-Kara gelegenen Gipfel, vom Südabhang der *Padura* habe ich ein schichtweise graues, sandiges, im

übrigen ziemlich reines Tuffgestein untersucht, das zum 4-ten bis 5-ten Teil aus Mineralien, darunter bis zu $\frac{2}{3}$ mm. grossen Plagioklaskörnern mit Zonenstruktur besteht. Die übrigen Teile des Gesteines sind zu schwach doppelbrechenden, ziegelförmigen, gelben Gebilden umkristallisierendes, stellenweise mit Luft gefülltes Glas. Die Grösse der Glaskörner wechselt zwischen 30 und 500 μ . Auch aus kristallinem Schiefer stammende $\frac{1}{3}$ mm. grosse Bruchstücke sind reichlich darin, weiterhin umkristallisierende tonige, glimmerige Brocken von ähnlicher Grösse. Auch dieses scheint vom Wasser zusammengetragenes Material zu sein.

VII. Die Antiklinale Apahida—Kolozs-kara.

Östlich von der Achse des über die Apahidaer Station der Staatsbahn sich hinziehenden Zuges $1\frac{1}{2}$ km. entfernt verläuft der folgende Antiklinalenzug auf dem vom Orte südlich sich erhebende *Merecis* genannten Hügel, an dessen westlichem Abhang in den Gräben mehrere Tuffzüge zu finden sind. Einzelne von diesen waren 1902. als ich sie zum erstenmal sah, durch primitive Steinbrüche aufgeschlossen. Über der Sohle des von Kolozs herkommenden Tales in 30-m Höhe fand ich die erste Schicht, an der ich ein ost-südöstliches Einfallen von 30° mass. Die über dieser ca 30 m. hoch folgende Tuffschicht, die ungefähr 2 m. mächtig zu sehen war, fällt bereits nur unter 13° . Südsüdöstlich von dem 398 m. hoch angegebenen Gipfel des *Merecis* fand ich die dickste Tuffschichtenserie. In der Fortsetzung derselben, neben dem vom Südende Apahidas nach Mocs führenden Weg und weiter nördlich sind Tuffschichten zu finden, wie auch in der südlichen Streichrichtung der übrigen Tuffschichten am Abhang des Hügels der Zug dieser Tuffsedimente verfolgt werden kann.

Weiter südlich verschwinden die bis dahin ziemlich dicht vorhandenen Tuffschichten und statt dem steilen, unversehrten Abhang finden wir zerrissene, von Erdrutschungen durchfurchte Abhänge zum Zeichen dafür, dass die Tuffzüge diese mergeligen Miocänsedimente widerstandsfähig machen.

Noch weiter östlich fand ich nur jenseits der Anfangsgräben des in das Kolozszer Tal in der Gegend des Salzbrunnens mündenden Tales einen, in ca 2 km. langer nord-südlicher Streichrichtung verfolgbar dickern Tuffzug, mehr als 1 km. von dem 298 m. hohen Gipfel des *Merecis* entfernt, wo derselbe unter 45° , weiter südlich an dem Nordwestabhang des, auf der Karte *Városlyuk* genann-

ten, mit 438 m. Höhe angegebenen Gipfels aber unter 60° nach O einfällt. Es ist bemerkenswert, dass der mineralienreiche Tuffteil, der im vorigen Zug den obersten Teil der Schichtenreihe bildete, hier zu unterst ist. Auch dieser Umstand beweist, dass wir es hier mit einer schiefen Antiklinale zu tun haben, deren Flügel vom Kolozser Tale aus beginnend sich von einander entfernen.

Als nördliche Fortsetzung dieses dickern Tuff müssen wir an der Nordostseite von Apahida den in der Serie der Padurica-steinbrüche auf einem grossen Gebiet, in ca. 150 m. Länge aufgeschlossenen, bogenförmigen Tuffzug ansehen, dessen sich auf das alluviale Gebiet des Szamostales herablassendes Ende weithin sichtbar ist. Auch Dr. ANTON KOCH beschreibt in seinem Buche dieses Tuffvorkommen¹ und beschäftigt sich sehr eingehend mit den im untern Teil der Schichtenserie vorkommenden Kugelconcretionen. Über der 6 m. dicken Tuffschichtenreihe ist auch noch eine 1—2 m. mächtige Mergelschicht vorhanden, an denen ich 1902 ein nordnordöstliches Fallen unter 20°, weiter oben unter 10°, noch weiter oben am obern Ende des Steinbruchs ein solches, fast nördliches unter 12°, stellenweise unter 17° gemessen habe. Ungefähr einviertel km. vom untern Ende zeigen jedoch die grünlichen lockern Schichten bereits 11° östliches Einfallen, nähern sich also in ihrer Lagerung der des Merceis.

Durch die Aufmerksamkeit Herrn ANDREAS OROSZ', gelangte 1906 aus diesem Steinbruch ein grösseres, 126 cm. langes, durchschnittlich 20 cm. dickes und mehrere kleinere, durch Quarz und Chaledon versteinerte Holzstücke in unsere Sammlung, welche Dr. Tuzson als eine *Pinus tarnocensis* nahe stehende Art bestimmt hat. Dieser interessante organische Überrest lag ca. 100 vom nördlichen unteren Ende des Steinbruches 3.5 m. tief unter der Oberfläche zwischen den Tuffschichten, welche hier unter 21°, 23° einfallen. Die Concretionen kommen im höhern Zug der Steinbruchserie 1.70 m. unter dem Niveau des versteinerten Holzes vor.

ANTON KOCH gibt in seinem Buche 15°-iges Einfallen nach NW. an und bringt diesen Tuff mit dem vom Steinbruch fast einen km. westlich, am Fusse der Szamosbrücke befindlichen Tuff durch grade Streichrichtung in Verbindung. Nach dem Gesagten kann höchstens der schwach zurückgebogene entgegengesetzte Flügel als Unterlage der Brückensäulen dienen. Es scheint, dass die Lagerung stufenweise nach N. zu in die Randstruktur übergeht, die zu

¹ DR. ANTON KOCH: Tertiäre Bildungen im Siebenbürger Becken. II. Budapest 1900. Seite 62—64 (ung. Text.)

dem fast nord-südlichen Antiklinalenzug quer steht, wie wir es auch bei den vorigen beiden Falten festgestellt haben.

In die Apahida—Kolozskaraer Antiklinale fällt im untern Teil des Kolozskaraer Tales der Salzbrunnen, neben dem man in der Nähe der Kolozser Strasse auch schwaches Gasentweichen wahrnehmen konnte. Diesem gegenüber an der westlichen Seite der Bahnlinie in der linken Ecke der Einnündung des Búdöstótales sind viele Tuffscherben zu sehen die auf einen alten erloschenen Schlammvulkan mit einstmaligen heftigern, denen von Sorostély ähnlichen Gasausbrüchen schliessen lassen. Auf der andern Seite des Búdöstótales, auf dem sich gegen K.-Kara zu erhebenden Királyhegy, finden wir die südliche Fortsetzung des Tuffzuges des *Merecis*, an dessen westlicher Lehne ich 1902 mergeligen Tuff in einer Breite von 10 m. gegen WNW. einfallen sah. Weiter oben auf dem Rücken war auf derselben Seite eine 3 m. mächtige Tuffschicht zu sehen, die unter 25° nach W. fiel. Weiter fand ich über der K.-Karaer Domäne einen westlich einfallenden sandigen Tuff. Der auf der Westseite aufgeschlossene, dünne, dichte, $\frac{2}{3}$ m. dicke Tuff fällt jedoch schon unter 25° nach ONO, der in der Nähe, südwestlich von dem 431 m. hoch angegebenen Gipfel, am Rande des Dorfes aufgeschlossene Mergel aber nach W. ein. Es ziehen sich also wenigstens 3 Tuffschichten am Abhang des *Királyhegy* entlang. In Anbetracht dessen dass auch auf dem östlichen Teil des ganzen, als Ackerfeld benützten, Zuges des Királyhegy hie und da verstreut, im Zusammenhang mit vorzüglichem Quellwasser Tuffschichten zu finden sind, deren Fortsetzungen im östlichen Teil des Dorfes nach O einfallen, geht die Antiklinalenachse über den 431 m. hoch angegebenen Hügel. Dies kann man weiter südlich weniger gut verfolgen, denn das jenseits von K.-Kara wegen der Nähe des Randes stark ostwärt gekrümmte Ende der über die Apahidaer Station der Staatsbahn gehenden Antiklinale drückt sie stufenweise zusammen.

Ich kenne keinen Ort, wo die Tuffschichten dichter auf einander folgen, wie im Orte Kolozskara und in der Umgebung des Dorfes, also dort, wo die beiden Falten immer mehr aneinander gedrängt werden. Leider kann man die Lagerung der Schichten nicht an vielen Stellen sehen und muss auf Grund des Gesehenen mehrere nachträgliche Verrutschungen annehmen, in Folge dessen die zugehörigen Teile der nahe an einander geratenen Züge schwer von einander zu trennen sind. Von meinen dies bezüglichlichen Messungen mögen hier einige Notizen aus dem Jahr 1911 folgen. Am östlichen Ende des Dorfes im Graben über der Brücke (Fontinica) östliches Einfallen

unter 42°, es kommt jedoch auch WNW-liches Einfallen vor. Weiter westlich unter der Kirche sind schwach ostwärts einfallende Tuffschichten. Von hier 50 m. entfernt, neben dem Weg ist wieder Tuff mit westlicher Einfallsrichtung zu sehen, aber weiter, 70 m. entfernt, fällt eine dünnere Tuffschicht wieder östlich ein. Auf dem Feld Szoponyicza, ist der Tuff stärker verschoben.

Die Tuffzüge des Westflügels sind im westlichen Teil des Dorfes, aber hauptsächlich in der Umgebung des auf der linken Seite des Malmostales gelegenen gräbendurchzogenen Gebietes gut zu sehen, wo im ärarischen Steinbruch die 1— $\frac{1}{2}$ m. dicke Tuffschicht unter 42° nach NO einfällt an deren unterem Ende die mergelige Schicht erscheint (also eine liegende Falte). Von hier $\frac{1}{2}$ km. aufwärts kommt wieder ähnlicher Tuff vor, der nach NO einfällt. Nördlich vom ärarischen Steinbruch über dem grossen Graben fällt der Tuff nach NO unter 25°, weiter nordöstlich 50 m. entfernt in derselben Richtung unter 32°. Über diesen folgen jedoch sanft geneigte Schichten.

Jenseits des breiten *Malmosvölgy* zieht sich diese ansehnliche Tuffschichtenreihe auf den 428 m. hohen *Botoshegy* (auf der Karte N.-Uezului), auf dem ich zwei breite Tuffzüge gefunden habe. Der eine zieht sich am westlichen oberen Teil des Berges, wo in dem alten Steinbruch Husumál die Schichten unter 23° nach ONO einfallen. In ihrer Richtung am nordwestlichen Fusse des Hügels kommt in der Nähe der Mühle wie Sandstein aussehender feinkörniger Mineraltuff vor, dessen eigentlichen Charakter wir nur unter dem Mikroskop kennen lernen werden. Der zweite Tuffzug zieht sich von dem grossen Bruch über dem Tal des *Malmostó* auf die Mitte des Berges empor. Nördlich von hier in der Nähe des Tuffzuges, $\frac{1}{2}$ km. weit unterhalb der Mühle, befindet sich der Kolozsboser Salzbrunnen, daneben in der Streichrichtung Salzquellen und dicke Kochsalzausblühungen. Von hier $1\frac{1}{2}$ km. nach SO liegt am östlichen Fusse des Botos, in der grossen Krümmung der Eisenbahn, der K.-Karaer Salzbrunnen, von einem sehr beträchtlichen Salzgebiet umgeben. Als östliche Fortsetzung der Tuffzüge des Botos kommt auch auf dem benachbarten *Cziglagipfel* viel Tuff vor. Aber auch zwischen dem Salzbrunnen und dem Tunnel im Einschnitt der Eisenbahnlinie fand ich eine 1 m. mächtige Tuffschicht, die unter 48° nach ONO einfällt.

Das Ergebnis der mikroskopischen Untersuchung der Tuffschichten der Antiklinale Apahida-Kolozskara.

Der auffallendste Zug der Tuffschichten dieser Antiklinale ist der, dass unter den vielen, davon gesammelten und untersuchten Tuffstücken kein einziges ist, welches sicher mit der ersten (I.) Dacit-mineraltuffschicht zu identifizieren wäre. Dagegen kommen am Süden der Antiklinale in der Nähe der vorhin erwähnten Salzgebiete mehrere solehe, meist nur mikroskopisch erkennbare Amphibolandesituffe vor, denen ähnliche Sedimente im tiefern Teile der benachbarten Kolozser Antiklinale gefunden worden sind. Wenden wir uns also zuerst diesen, als dem interessantesten Ergebnis der mikroskopischen Untersuchung zu.

Das eine aus dem von Kolozskara südlich gelegenen Tal, aus der Nähe der am Fusse des Botos befindlichen Mühle stammende, geschichtete, starre Brüche aufweisende, graue, dichte, sandsteinartige Gestein erweist sich unter dem Mikroskop als *Amphibolandesitmineraltuff* mit kalkigem Bindemittel, in dem sich nur wenig nicht vulkanische Mineralien finden. Glas-, mitunter Flüssigkeits-einschlüsse enthaltende, isomorph-zonare, sehr basische *Plagioklas*-trümmer sind zahlreich vorhanden, deren Grösse wie im Allgemeinen auch die der übrigen Mineralien zwischen $\frac{1}{8}$ - $\frac{1}{4}$ mm. schwankt. Viel grünlichbrauner *Amphibol* ist darin vorhanden, weiterhin *Magnetit*, der sich hauptsächlich in einzelnen dünnen Schichten zahlreicher ansammelt. Auch wenig *Quarz*körner finden sich und als Seltenheit *Apatit*. Das Gestein enthält sehr wenig verkrümmten kleinen *Muskovit*, zerdrückten *Quarz* und fast $\frac{1}{2}$ mm. grosse Kalksteinbröckel.

Ähnliche andesitische Tuffsedimente haben wir 3 km. nordwestlich von diesem Vorkommen bei Kolozs, sowie in grösserer Entfernung westwärts zwischen den tiefern Schichten des Kolozsvärer Soldatenfriedhofes kennen gelernt. In Anbetracht dessen dass in diesen Gesteinen das schichtweise stärkere Auftreten des *Amphibol* und *Magnetit* auf nachträglichen Wellenschlag, das Bindemittel jedoch auf noch spätere Verkalkung hindeutet, kann ich dieses andesitische Sediment nicht ganz mit dem in meiner I. und II. Veröffentlichung aus der erwähnten Gegend beschriebenen ursprünglichen (primären) Tuffsedimenten, ebensowenig mit den weiter oben vom Györgyfalvaer Gebiet beschriebenen Amphibolandesituffen identifizieren. Die auch in den weiter unten folgenden Gesteinen sich offenbarende grössere Rolle dieses basischern Tuff deutet darauf hin, dass wir es hier mit tiefern Tuffsedimenten, also mit dem inneren Teil der schiefen Falte zu tun haben.

Vom Botos habe ich auch *größern Sandstein* untersucht, in dem man mit dem Mikroskop neben dem vulkanischen Quarz viel alten zerdrückten Quarz erkennen kann. Weiterhin findet sich darin grünbrauner Amphibol, viel Feldspat, Magnetit, Kalksteinstückchen, wenig 200 μ grosser Zirkon, Dacitgesteinsbrocken und, was das interessanteste ist, Kalkersbren-(Ooid-)Körnchen von $\frac{1}{3}$ —1 mm. Durchmesser. In vielen Fällen hat sich Kalkkarbonat um Plagioklas, Magnetit oder andere kleine Gesteinskrümchen abgelagert und oolithischen Sandstein zu Stande gebracht. Es ist sehr wahrscheinlich, dass wir es hier mit einem ähnlichen, unter dem Einfluss einer Brackwasserküste und Wüstenklima gebildeten oolithischen Sediment zu tun haben, wie es J. WALTHER neben Suez am Ufer des roten Meeres entdeckt, das K. ANDRÉE neuerdings unter gewissen Vorbehalten zu den *halmyrogenen* (kochsalzartigen) Meeresablagerungen des Strandes zählt.¹ Hiefür spricht auch die Nähe des Kochsalzes.

Der vom Einschnitt des ersten Karaer Tunnels stammende Dacittuff bestand ursprünglich aus ziemlich reinem vulkanischem Material, namentlich aus verwitternden, stellenweise umkristallisierenden Glasbrocken, in denen sekundäre Calcitpartien entstanden und die stellenweise limonitisiert sind. In einzelnen Schichten besteht fast die Hälfte des Gesteines aus *Plagioklas, Quarz, Amphibol, Magnetit* von $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{6}$ mm. Durchmesser, worunter nur wenig ältere, nicht vulkanische Mineralien, namentlich kleiner zerquetschter *Quarz* und kristalline Schieferbrocken vorkommen. Spärlich erscheinen zwischen diesen auch kleine kalkige Partien. Weiterhin finden sich ganz umkristallisierte, 130 μ grosse *Andesitgrundmassen* krümchen, einzelne mit Feldspatleisten, mit limonitischen Punkten.

Ich habe noch den von der Westseite des Botos stammenden geschichteten porösen Tuff untersucht, in dem mit der Handlupe gleichmässig verstreute, kleine Biotitblättchen zu erkennen sind. Unter dem Mikroskop bemerken wir den überraschenden Zug, dass in diesem weissen, fast als reiner Tuff erscheinenden Gestein schichtweise ausserordentlich viel kleiner, 100 μ grosser, *Feldspat, Quarz, Biotit*, wenig grünlichbrauner *Amphibol*, Magnetit und kristalline Schieferbrocken vorhanden sind, so dass dieselben stellenweise vorherrschen. Ausserdem finden sich wenig $\frac{1}{2}$, ja sogar 1 mm. grosse Mineralien darin, darunter wenig, ca 100 μ grosse Kalksteinstückchen, von denen einige porös geworden sind, als ob

¹ K. ANDRÉE. Über Sedimentbildung am Meeresboden. Geol. Rundschau. VII. Band, Seite 279.

sie sich nachträglich aufgelöst hätten. Mitunter sind in grössern Quarz- und Feldspatkristallen Glaseinschlüsse zu sehen.

Der glasige Teil des Tuff besteht aus grössern, ca 300 μ grossen Bimssteinstückchen, aber hauptsächlich aus Haufen kleiner, ca 70 μ grossen Glaskörnchen, zwischen dessen auch wenig Ton zu sehen ist. In dem aus einer andern Schicht des Gesteines hergestellten Schliff finden wir bereits ca 1 mm. grosse, wirre Bimssteinstückchen, die verwittert sind und stellenweise zu der Länge nach positiven, kaolinischen Fasern umzukristallisieren beginnen, aber stellenweise erscheinen auch verkalkende Partien. Schichtweise reichern sich auch hier die, vorherrschend aus 500–200 μ grossen, meist aus kristallinem Schiefer, darunter wenig *Muskovit* bestehenden sandigen Gebilde an. Auch umkristallisierende Rhyolithstückchen kommen vor.

Der von dem von der K.-Karaer Dampfmühle westlich gelegenen Hügel stammende Dacittuff ist ein geschichtetes Gestein, der eine Teil mit 1–3 mm. grossen Löchern, die durch den Ausfall feinkörniger Bimssteinteilchen entstanden sind; der andere Teil etwas grösserkörnig und durch Limonit gefärbt. Unter dem Mikroskop erweist sich der dichte Teil als ein Haufen von vorherrschend 40 μ grossen Glaskörnchen, die eine dünnere oder dickere, tonige, glimmerige Hülle umgibt, welche sich stellenweise derart anreichert, dass ihre Quantität der der Glasmasse gleich kommt. Darunter kommt nur wenig 20 μ grosser und kleinerer *Quarz* und andere Mineralien alter Herkunft vor. In dem gröbern Teil sind 200 μ grosse und grössere Glasbruchstücke, darunter wenig 200 μ grosse, hauptsächlich aus *Quarz*, *Biotit* und *Feldspat* bestehende Mineralkörner vorhanden, zum Zeichen einstmaliger Wassergänge mit einer dünnen Limonitausscheidung unmittelbar über der wasserundurchlässigen Schicht. Dieses Gestein zeigt also nicht mehr die für die untere Tuffgruppe charakteristischen Eigenschaften.

Der vom Ostende der Gemeinde Kolozskara, von der Fontinicza stammende, dichte, dünn-schichtige Tuff erweist sich unter dem Mikroskop gleichfalls als sandiger Tuff, in dem 130 μ lange weisse Glasfäden in kleinere gelbliche, tonige Glaskörner eingebettet sind, zwischen welchen jedoch auch grössere, braune, starre, röhrenartige Bimssteinstücke vorkommen. Ein-fünftel des Gesteines, schichtweise aber auch noch viel mehr, besteht aus fremden Mineralien, meist *Quarz* und *Muskovit*, von denen die *Muskovitäden* eine Länge von 200 μ erreichen, die kleinern Mineralien jedoch 60 μ gross sind. Es scheint also auch diese Schicht zur oberen Tuffgruppe zu gehören.

Einen geschichteten weissen Dacittuff von grösserem Korn als der vorige habe ich nördlich von Kolozskara oberhalb der Eisenbahnstation gesammelt. Unter dem Mikroskop erweist sich derselbe als sandig, stellenweise jedoch als tonig, insoweit, als ca 140 μ grosse weisse, kleine Glasfäden in reichlicheres toniges, bräunlichgraues Sediment eingebettet sind, die Haufen von 250 μ Durchmesser bilden. Auch unter den Mineralien des sandigen Teiles gibt es 200 μ betragende, also grössere *Plagioklase* mit Zonenbau, Glas- und vielen Lufteinschlüssen, weiterhin *Quarz* und *Biotit*, aber es sind auch viele kleinere, meist aus kristallinem Schiefer stammende Mineralien, darunter *Muskorit* und wenig 100 μ lange *Turmalinsäulen* vorhanden.

Der aus der Ostseite des Királydomb vom Pflug ausgeworfene, graue, geschichtete Tuff erscheint lockerer, poröser als der vorige; 150 μ lange, weisse, bimssteinige, frische Glasfäden sind darin in tonige Teile eingebettet. Nur schichtweise kommt darin aus kristallinem Schiefer stammender, 200 μ , aber ausnahmsweise auch 750 μ grosser *Feldspat*, *Quarz*, *Biotit* vor, welche sich in einzelnen Partien dicht anhäufen.

Der nördlich von Kolozskara, von der Ostseite des Rédeytales stammende dichte, graue Tuff zeigt unter dem Mikroskop richtungslose Struktur, in der nur die längsten Bimssteinfäden die Länge von 500 μ erreichen. Den Raum zwischen den Bimssteinfäden erfüllen 30–40 μ grosse tonige Partien die stellenweise $\frac{1}{3}$ des Gesteines ausmachen. Aber ausserdem nehmen noch ungefähr zum 6-ten Teil 50–150 μ grosse fremde Mineralien am Aufbau teil, namentlich: *Feldspat*, *Quarz*, *Muskorit*, *Biotit* und kristalline Schieferbrocken. Auch ein Turmalinbruchstück von 110 μ Durchmesser fand ich darin, dessen bläulichen innern Kern im Schnitt nach (0001) eine bräunliche Hülle umgibt. Diese Mineralien kommen nicht schichtweise und auch nicht ganz regelmässig verstreut im Gestein vor.

Aus dem nördlichen Teil des Zuges, vom Westflügel, südlich von Apahida vom *Merecis* habe ich zwei dichte Tuffe untersucht. Der eine erscheint mit freiem Auge betrachtet als ein bläulichgraues, gleichmässiges Gestein. Unter dem Mikroskop ist dichte Glasmasse das herrschende darin; darunter finden sich einzelne 750 μ lange Bimssteinfäden, mit in Ton übergegangenen röhrenförmigen Teilen. Aber auch viel Ton ist vorhanden, mit winzigen Mineralien, meist *Glimmerfäden*. Ungef. $\frac{1}{6}$ des Gesteines besteht jedoch aus 150 μ langen fremden Mineralkörnern: zersetzter *Plagioklas*, *Muskorit*, *Biotit*,

Quarz, aber auch *Amphibol*. Im andern Gestein herrscht 750 μ langer Bimsstein, dessen Fäden wirre Haufen bilden, darunter mit viel 100 μ grossen Glaskörnern und tonigen Partien. Ausser kleinem (100 μ), altem *Quarz*, *Feldspat*, *Muskovit*, kristallinen Schieferbrocken und *chloritischem Biotit* finden sich wenig rote Hämatitblättchen, aber hier und da auch einzelne grössere von den aufgezählten Mineralien.

Aus der nördlichen Fortsetzung dieses Zuges stammt der folgende, untersuchte, milchweisse, eine schwache starre Schichtung verratende Tuff. Unter dem Mikroskop kann man sehen, dass dieses Gestein wesentlich aus Haufen kleiner, meist 20 μ grosser Glaskörner besteht, unter welchen sich auch einzelne grössere, höchstens 250 μ lange Bimssteinfäden befinden. Es ist jedoch auffallend, dass unter diesen glasigen Gebilden viel mehr tonige Teile sind, als man der weissen Farbe des Gesteines nach annehmen sollte; da dasselbe auch im reinsten Teil bloss ca. $\frac{1}{3}$ des Gesamthaltens ausmacht. Darunter kommen 2–3 μ grosse Kalkkörnchen vor, es ist also eigentlich Mergel mit vulkanischem Glase vermengt. Es gibt aber auch einen Teil in diesem Gestein, in dem bis $\frac{1}{2}$ mm. grosse grünbraune, unkristallisierte, tonig-glimmerige Partien und Feldspatkörner vorkommen. Weiterhin finden sich ca. $\frac{1}{2}$ mm. dicke sandige Streifen aus ungef. 100 μ grossen, dem kristallinen Schiefer entstammenden, Gesteins- und Mineralbrocken bestehend, darunter ausser den gewöhnlichen Mineralien kleine, im Mittel 40 μ grosse Zirkon, Granat und Turmalinkristalle. Auch in diesem Tuff gibt es 200 μ grosse Andesitbrocken mit Plagioklasleisten.

Aus dem Ostflügel dieses Zuges habe ich einen dichten, geschichteten Tuff untersucht, dessen Schichten von unkristallisierten tonigen Fetzen verursacht werden, andererseits aber ca. 50 μ grosse Gesteins und Mineralbrocken aus kristallinem Schiefer sich um die ungef. 100 μ betragenden verklebten Glaskörner herum anreichern. Zwischen den Sandkörnern finden sich ausser dem gewöhnlichen *Quarz*, *Feldspat*, *Muskovit*, *Biotit* in *Chlorit* übergehende färbige Mineralien. 200 μ grosse Mineralien kommen nur vereinzelt vor. Der wesentliche Bestandteil dieses Tuff ist also nicht vulkanisches Material.

Aus dem Westflügel des Zuges noch weiter nordwärts habe ich einen dichten weissen Tuff untersucht, der sich unter dem Mikroskop gleichfalls als von sandigen Schichten durchzogener mergeliger Tuff erweist, mit höchstens 100 μ grossen Mineralkörnern. Seine kleinen Glasteile beginnen umzukristallisieren. Auch wasserklare, optisch

negative Sphärolithe kommen darin vor. Aller Wahrscheinlichkeit nach sind diese Schichten zum II-ten Tuffzug zu zählen.

Von den Tuffen des am Nordostende von *Apahida* gelegenen *Peturit*steinbruches habe ich mehrere untersucht. Von diesen ist das aus dem untern Teil des Steinbruches stammende, körnige, etwas poröse Gestein z. T. bläulich, z. T. rötlich gefärbt, oder es sind durch Wellenfurchen von einander getrennt, beide Farben in einem Handstück verwoben. Im untersten gröbsten Gestein finden sich im Durchschnitt 200 μ grosse, vorherrschend nicht aus Dacit stammende Mineralien: *Feldspat*, darunter auch *Orthoklas*, *Biotit*, *Muskovit*, *Quarz*, von letzteren sind einzelne erfüllt von in Zügen angeordneten Gaseinschlüssen. Es finden sich ferner kristalline Schieferstückchen, nicht schichtweise, aber auch nicht gleichmässig verteilt, so dass dieselben zusammen ca $\frac{1}{6}$ des Gesteines ausmachen. Der vorherrschende Bestandteil des Gesteines ist umgewandelter Bimsstein und Glas in Haufen, worunter auch wenig tonige Verunreinigungen vorkommen. Die rote Farbe wird hier, wie auch in einem andern, ähnlichen, aber feinkörnigern Gestein von einem limonitischen Zerfallsprodukt verursacht. Ausnahmsweise finden sich auch $\frac{1}{2}$ mm. grosse Bimssteinstücke darin.

Es ähnelt ihm ein drittes, aus dem untern Teil des Steinbruches stammendes Gestein, welches jedoch durch die unregelmässige Verteilung dieser Mineralkörner, namentlich dadurch, dass $\frac{1}{10}$ mm. grosse und kleinere alte Mineralien, hauptsächlich kristalline Schieferbrocken in einzelnen dünnen Schichten sich anreichern, geschichtet ist. Darunter befinden sich ausser den erwähnten Mineralien grünlichbrauner *Amphibol*, andererseits *Feldspat* mit Glaseinschlüssen, weiterhin kleine kaolinisch umgewandelte Partien. Ein vierter Dacittuff besteht aus kleinen Glaskörnern, die zu optisch positiven flaumigen Fäden umzukristallisieren beginnen und unter denen sich nur vereinzelt $\frac{1}{2}$ mm. grosse Bimssteinstückchen finden. Den vorigen gegenüber besteht der wesentliche Unterschied darin, dass nur sehr wenig 70 μ grosse tonige Partien darin vorkommen. Kleine 40–50 μ grosse Krümchen aus kristallinem Schiefer, hauptsächlich aus Quarz etc. bestehend, machen ca $\frac{1}{6}$ des Gesteines aus, aber es kommen darunter auch grössere (150 μ) vor. Ein anderes Gestein enthält etwas mehr fremde Mineralien: 45 μ grossen *Quarz*, *Biotit*, *Muskovit*, der Hauptunterschied ist jedoch der, dass Kalksteinkörnchen in 20–150 μ Grösse, einzelne durch Eisen gefärbt, weiterhin gekammerte Kalkschalentrümmern darin mit tonigen mergeligen Körnern vorkommen, unter denen sich auch

Kügelchen von 6 μ Durchmesser mit schiefen, optisch negativen Strahlen finden. Senkrecht zur Schichtung sind sekundäre Ausscheidungen von *Magnetit* und *Biotit* zu sehen.

Das Material der auch von DR. A. KOCH behandelten *Concretionen* ist dem der vorigen ähnlicher, feinkörniger, verschieden gefärbter Tuff, der sich in erster Reihe durch grössere Dichte und grösseres Gewicht vom übrigen Tuff unterscheidet. In den mikroskopisch untersuchten Concretionen habe ich 260–500 μ langes, rein weisses frisches Glas und teilweise in Ton übergegangene Bimssteintrümmer gefunden, die $\frac{1}{2}$ – $\frac{1}{3}$ des Gesteines ausmachen. Ausnahmsweise finden sich einzelne Bimssteinstückchen, die länger sind als 1 mm. Die Zahl der zwischen den Glasbruchstücken vorkommenden Mineralkörner ist nicht gross, in einem Tuffstück beträgt sie nur $\frac{1}{2}$, des Gesamtinhaltes. Sie sind 300 μ gross und kleiner. Der *Feldspat* ist darunter am stärksten vertreten, worunter ich *Labradorit* und *Labrador-Bytownit* bestimmt habe, ausserdem findet sich in einigen *Biotit*, weiterhin mehr *Apatiteinschlüsse*. Ausser diesen kommen nicht sehr zahlreiche *Muskovit*blättchen, kristalline Schieferstückchen und *Quarz* mit Flüssigkeitseinschlüssen und Libellen vor. Alter, 120 μ langer *Diopsid* und *Amphibol* kommen vereinzelt auch hier vor. Dass das ganze Gestein verbindende Material ist der sekundär hinzugekommene, meist in 50–60 μ grossen Körnern vorhandene *Calcit*, der fast ein zusammenhängendes Netz darstellt. Der im Apahidaer Steinbruch gut aufgeschlossene Tuffzug gehört also zur II. Tuffgruppe, der aus seinem südlichen Zug hier in das nordöstliche Streichen des Tarcsaer Steinbruches übergeht. Hiemit endigt also der Zug dieser Antiklinale.

DR. FRANZ VAJNA v. PÁVA schreibt auf dieses Gebiet bezüglich in seiner oben erwähnten Veröffentlichung das Folgende: „Auf Grund der bisherigen Forschungen scheinen auf meinem Gebiet die tektonischen Verhältnisse auf dem Gebiet zwischen Kolozsvár, Apahida, Kolozs und Ajton am verwickeltesten zu sein. Zwischen Apahida und Kolozs finden wir ausser den bisher erwähnten Falten, (nämlich der Dezmérer „doppelten Falte“) noch drei. Von diesen scheint die westlich von Apahida im Szamostal beginnende noch zum Dezmérer Hügel zu gehören und verläuft südlich in der Richtung der Station und mit dem Abschluss der südlich von Pata befindlichen Faltengruppe neigt sich auch die Achse dieser Falte abwärts, worauf dann alle vier Tordaer Falten eine Fortsetzung haben, als Faltengruppe auch nach der Ajton–Bozser Achsen-senkung.“

Aus dem Gesagten geht hervor, dass meine Erfahrungen als in Obigem beschriebene südliche Fortsetzung der Antiklinalen gegen Torda nicht bestätigen, ebensowenig wie die Existenz der „Dezmér doppelten Falte“ und die Angabe im Profil des II. Bildes, der zu Folge auf dem Gebiet zwischen Dezmér und Kolozskara die Kolozser und Kolozsvärer oberen Schichten („obere mediterrane Stufe“) fehlen und nur die dort befindlichen tiefern Schichten an die Oberfläche gelangten.

VIII. Die Antiklinale der Eisenbahnstation Kolozs—Kolozskara.

Wir haben gesehen, dass die weiter oben behandelte Antiklinale Apahida—Kolozskara sich in ihrem nördlichen Teile bei Apahida sehr verbreitert, in ihrem südlichen Teil in der Gegend von Kolozskara jedoch an ihren westlichen Nachbar gedrängt, stark zusammengedrückt und zerstückelt ist und dass sie aus ihrer ursprünglichen südlichen Streichrichtung sich ostwärts krümmend in der Nähe des tafelartigen Sarmatarandes sich in der Richtung der Antiklinale des Vervölgy verliert. Zu dieser Antiklinale gesellt sich gegen Osten in ca 2 km. Entfernung — ausgehend vom südlichen Fusse des 474 m. hohen Zapogya (Pusztaszilvás) — eine zweite Antiklinale, welche gradlinig nach S zu auf die Kolozskaraer Eisenbahnstation läuft und in ihrem nördlichen Teil, entsprechend der Verbreiterung der benachbarten, sehr zusammengedrückt ist. In ihrem südlichen Abschnitt ist sie in dem breiten Kolozser Tal nicht gut zu verfolgen, soviel kann jedoch mit Sicherheit festgestellt werden, dass sie nach einem etwa 6 km. langen Zuge bei der östlichen Krümmung ihres westlichen Nachbars endigt, in dem sie zwischen den beiden stärkern, zu schiefen Falten gedrückten Nachbarn keinen Platz hat. Die sie vom östlichen Nachbar trennende, gleichfalls zusammengedrückte Synklinale geht bei der auf der Generalstabskarte Hurubák genannten Häusergruppe, an der mit 318 m. angegebenen Stelle des Kolozser Tales vorüber.

Die Tuffschichten der Antiklinale der Station Kolozs—Kolozskara kann man auf dem Zapogya-(Bucs-)gipfel und auf seiner südlichen Fortsetzung gut sehen. Auf dem Nagyverőfölyes im Graben über dem Pusztaszilvás-er Brunnen sind die Schichten des Westflügels vielleicht durch Abrutschung in ostwestliche Richtung gelangt, was jedoch das allgemeine Bild nicht beeinflusst. Die am schönsten und längsten zusammenhängenden Tuffzüge finden wir weiter südlich auf dem Zútor, von dessen 455 m. hohem Gipfel nach

O und W zu auf einer mehr als 1 km. langen Linie je ein Tuffzug des Westflügels verfolgt werden kann. Dieselben verraten fast N—S-liche Streichrichtung und am sehr steilen Südende der untern Schicht, die 1899 durch einen Steinbruch aufgeschlossen war, ein steiles westliches Einfallen unter 45°. Im untern Tuffzug des Westflügels ist die grössere Mineralkörner enthaltende Tuffschicht zu unterst gelagert. Von hier etwa 175 Schritte westlich zieht sich der obere Tuffzug, den ich schon 1899 in nördlicher Richtung gegen den Pusztaszilvás zu in ganzer Länge festgestellt habe.

Noch länger kann man die Tuffschichten im Ostflügel der Antiklinale verfolgen, wo sie auf dem südlich vom Nagyverőfényes gelegenen Acker und weiter am *Zem*zuge abwärts gegen den *Surján* zu, sodann am Abhang des *Szenyyes* gegen Kolozs zu in etwa 5 km. langem Zuge mit kleinern oder grössern Unterbrechungen in zwei, an mehreren Stellen sogar in drei Tuffschichtenreihen zu sehen sind. Mit dem südlichen in der Nähe von Kolozs gelegenen Teil dieses Zuges habe ich mich bereits in meiner I. Veröffentlichung beschäftigt, deshalb erwähne ich hier bloß bezüglich des nördlichen Teiles, dass die der Antiklinalenachse am nächsten gelegene untere Tuffschichtenreihe am Westabhang des *Zem* einen sich etwa in 20 m. Breite hervorhebenden Rand bildet und von hier nördlich gegen den Pusztaszilvás zu noch ca. $\frac{1}{2}$ km. weit zu verfolgen ist. Südlich vom *Zem* zieht sie sich von Quertälern durchbrochen weiter. Hier war sie auf dem *Surján* 1899 in einem Steinbruch etwa 10 m. mächtig zu sehen; sie fiel unter 30° östlich ein, so dass der mit scharfem Rand endigende untere, grobe, mineralienreiche Teil unten, also auf der Westseite war. Die Fortsetzung dieses Zuges gelangt an der rechten Seite des von der Kolozskaraer Station sich gegen O zu öffnenden Tales am untern Ende der Felder in einer ca. 10 m. breiten mergeligen, sandigen Tuffserie an die Oberfläche. Weiter südlich am Westabhang des *Szenyyes* kann man sie in einem etwa 1 km. langen, zusammenhängenden Zuge, wo sie eine ca. 8 m. mächtige Schichtenreihe bildet, unter 30° nach ONO einfallen, mit dem sandigen, biotitischen Teil zu unterst sehen. Von hier $\frac{1}{4}$ km. östlich zieht sich auf dem Gipfel der zweite Zug.

Den lang gestreckten Gipfel des *Zem* durchschneidet etwa 200 Schritte östlich vom untern Tuffzug ein zweiter davon weitere 200 Schritte weit ein dritter Tuffzug. Diese obere Tuffschicht war 1907 oberhalb des Meierhofes von LUDWIG SZABÓ in einem primitiven Steinbruch aufgeschlossen; der sandige, sogenannte „Doppelstein“ bildet eine 2 m. dicke Schicht darin und fällt am untern Ende der

Schichtenreihe unter 46° nach OONÖ ein. In diesem obern feinem Tuff kommen auch Blattabdrücke vor. Auf dem ganzen Gebiet bewährt sich die conservierende Widerstandskraft des Tuff gegen Erdrutschungen im Vergleich zu den mergeligen Schichten vorzüglich.

Die Teile des Ostflügels der Antiklinale der Station Kolozs—Kolozskara kann man mit Hilfe der Tuffschichten in fast zusammenhängendem Zuge bis Kolozs verfolgen, wo sie die Stadt von Westen umgeben. Als solche habe ich diesen Ostflügel als den westlichen Flügel der Kolozser Synklinale schon in meiner ersten Veröffentlichung beschrieben. Die südliche Fortsetzung des Westflügels der Antiklinale kann man leider am Abhang des breiten Kolozser Tales nicht so genau verfolgen. Hier gibt es über der Hurubák genannten Häusergruppe ein Tuffvorkommen, das zweifellos die Fortsetzung des auf dem Zutorgipfel kennen gelernten Zuges bildet, aber weiter südlich am Westabhang des Csukástó bedeckt den Tuffzug eine dicke, lehmige Humusschicht. Noch weiter südlich auf dem sich an der Ostseite von K.-Kara erhebenden Hügel kenne ich ebenfalls keine mit Sicherheit hierher zu zählende Tuffschicht.

Die nähern Züge der Tuffschichten der Antiklinale Pusztaszilvás — Station Kolozskara.

Nach dem wir den Verlauf dieser Antiklinale kennen gelernt haben, wäre es nötig festzustellen, zu welcher der bei den vorigen Falten kennen gelernten Tuffserien die am Aufbau der Falte teilnehmende, stellenweise dreifache Tuffschichtenreihe gehört. Wir haben gesehen, dass als unterste Schicht des der Antiklinalenachse am nächsten gelegenen Tuffzuges eine mineralienreiche Schicht auftritt, von der man mit freiem Auge nicht entscheiden kann, ob sie dem am untern Ende des untersten (I.) Gliedes der bisherigen Tuffserien befindlichen mineralienreichen Dacittuff, eventuell der Daciteruption des Kolozser Farkasesúp entspricht oder nicht. Betrachten wir also den aus dem Surjánsteinbruch, weiterhin aus dem westlichen Zuge des Szennyés stammenden Mineraltuff näher.

Das untere Glied des Surjántuffzuges unterscheidet sich mit freiem Auge durch seine kleinen glänzenden Mineralien und seine graue Farbe gut von der darüber folgenden, weissen, matten Tuffschicht. Unter dem Mikroskop erweist er sich durch seine $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{2}$ mm. grossen, nur ausnahmsweise 1 mm. erreichenden eruptiven Mineralien, die die Hälfte des Gesteins ausmachen, als *Mineraltuff*. Ein grosser Teil dieser Mineralien sind *Plagioklasbruchstücke*, oft mit Zonenstruktur, die kleine Glaseinschlüsse von negativer Kris-

tallform enthalten und sich auf Grund ihrer optischen Eigenschaften zum grossen Teil als *Andesin*—*Oligoklas* ($Ab_2 An_1$) erweisen. In diesem Tuff ist viel vulkanischer *Quarz* und ziemlich viel tabakrauner *Biotit*, dagegen sind wenig *Magnetit*körner. Der glasige Teil zeigt röhrlige Struktur, geht also in Bimsstein über. Die Röhren desselben haben sich stellenweise sekundär mit optisch positiven Fasern erfüllt. Ausser diesen sind auch noch andere Glaskörner darin, die umzukristallisieren beginnen. In manchem weissen Glas kommen auch Trichite vor. Nur selten finden sich rötlichgelbe umkristallisierende Glasbrocken, mit strahligen, faserigen, concentrischschaligen Sphärolithen mit der Länge nach positivem Charakter, die in dem 30 μ dicken Schliff gelbe Doppelbrechungsfarbe I. O. zeigen. In diesem Gestein kommen auch ziemlich viel andesitartige, Feldspatleisten enthaltende kleine Grundmasseneinschlüsse vor, deren grösster eine Länge von 400 μ erreicht. Die kleinen Plagioklasleisten löschen etwa unter 14° von der Albitzwillingsenebene aus gerechnet aus. Es finden sich nur sehr wenige Trümmer aus dem Grundgebirge: zerdrückter *Quarz*, 60 μ grosse *Muskovit*fäden, kaolinisierender *Feldspat*, *Quarzit*brocken, 20 μ grosse *Zirkon*körner.

Am untern Ende des untern Tuffzuges des Szennyes fand ich gleichfalls solches, in Folge seiner herrschenden kleinen, frischen Mineralien glänzendes Gestein. Schichtweise vermehren sich darin die Mineralien, in andern Schichten gewinnt mitunter das Glas die Überhand. Der Feldspat enthält oft dichte Albitzwillingsleisten und Glaseinschlüsse, darunter habe ich *Andesin* ($Ab_3 An_2$) bestimmt. Auch hier sind zonargebaute Feldspate gewöhnlich. Im innern Kern finden sich mitunter viel Albitzwillingsleisten, der äussere Teil löscht stellenweise nahezu parallel aus. *Quarz*, *Biotit*, wenig *Magnetit* kommen in derselben Weise wie im vorigen Tuff vor. Es finden sich zwar auch 1 mm. grosse Bimssteinstückchen, aber zum grössten Teil sind kleine Glaskörner darin vorhanden. Auch in diesem Gestein habe ich 160 μ grosse *Zirkonsäulen*bruchstücke mit den Terminalflächen (101), weiterhin *Chloritschiefer*brocken von ähnlicher Grösse und noch kleinere *Quarz*stückchen, *Muskovit*fäden, andesitartige Grundmassenstückchen gefunden. Ein grösserer Plagioklas der letztern zeigt im Innern $42\frac{1}{2}$ Auslöschung, der äussere Teil löscht jedoch unter kleinerem Winkel aus. Weiterhin finden sich darin Felsit und sehr spärlich strahlige, faserige Glasbrocken mit Schalenstruktur und positivem Charakter. In soweit stimmt also dieser mit dem vorigen Mineraltuff überein, aber er unterscheidet sich davon durch die 200 μ grossen und kleinern körnigen Kalk-

steinstückchen, weiterhin durch Kalkschalenbruchstücke, die ziemlich zahlreich darin vorkommen.

Diese Mineraltuffe scheinen also saurer als der andesitische Dacit des Farkasesup zu sein, auch Amphibol fehlt darin. Sie entsprechen mehr dem untersten Glied des Tuffes des Apahidaer Királydomb.

Aus der etwa 10 m. mächtigen Tuffschichtenreihe des Surján habe ich mikroskopisch ausser dem vorigen Mineraltuff auch einen grauen Tuff untersucht, in dem schon mit freiem Auge wenig *Biotit* zu sehen ist und der sich scharf gegen eine, dichtere, bräunliche lehmige Tuffschicht abgrenzt. Ungef. $\frac{1}{3}$ des Gesteines besteht aus etwa 300 μ grossen *Feldspäten*, weniger *Quarz* und noch weniger *Biotit*; aber ausnahmsweise finden sich auch 750 μ grosse, an Glaseinschlüssen reiche Feldspäte mit corrodierter Rand. Die Glaskörner sind etwa 50 μ gross, aber unter den Bimssteinstücken gibt es auch ausnahmsweise 1 mm. lange. Andesitgrundmassenbrocken, weiterhin 150 μ grosse Körner optisch negativen, sphärolithischen Glases kommen vor. An einigen Stellen reichert sich das fremde, nicht vulkanische Gebilde an und hier finden sich neben kristallinen Schieferbrocken auch Muskovitblättchen.

Im oberen, lehmig erscheinenden, geschichteten Glied dieser Tuffgruppe sehen wir unter dem Mikroskop 40–50 μ grosse, wirre Glasfäden und Haufen von Körnern in einem feinkörnigen, umkristallisierten, tonigen Teil suspendiert. Der glasige Teil beträgt die Hälfte oder ein Drittel des Gesteines. Sehr wenig Mineralbrocken von ähnlicher oder geringerer Grösse, *Muskovit* und *Biotit*fetzen, die sich schichtweise vermehren, finden sich darin. In andern Schichten herrscht der tonige Teil vor. Das Ganze ist ein feines, pelitisches Sediment aus gemischtem Material.

Aus der Fortsetzung dieser Schicht, vom *Zemgipfel*, habe ich ein dem vorigen grauen Tuff ähnliches Gestein mikroskopisch untersucht, in dem neben 200 μ grossen Bimssteinstückchen, die umzukristallisieren beginnen, und mehr umkristallisierten tonigen Partien viele etwa 100 μ grosse kristalline Schieferbrocken, *Muskovit* u. s. w. zu finden sind.

In der Nähe dieses Tuff findet sich jedoch auch feinkörniger Mineraltuff, dessen $\frac{1}{2}$ – $\frac{1}{3}$ mm. grosse Körner hauptsächlich aus denjenigen Dacitmineralien bestehen, die wir in den bisherigen Mineraltuffen bereits kennen gelernt haben, darunter *Biotitsäulen* in frischem Zustand und mit Zirkoneinschlüssen. Die Glaskörner beginnen zu Fasern von positivem Charakter umzukristallisieren und

dadurch zu verschmelzen. Ausser kristallinen Schieferbrocken, zerdrücktem *Quarz* und *Muskorit* kommt Grundmasse aus Feldspatleisten darin vor, weiterhin eine radialfaserige, concentrische, bräunliche, feinkörnige Füllmasse, deren Fasern der Länge nach positiv sind. Die äusserste Schale besteht aus amorpher, wahrscheinlich Opalmasse. Das grösste derartige Gebilde hat einen Durchmesser von 250 μ . Kalkige Schalenbruchstücke und Kalksteinstückchen kommen vereinzelt in diesem Tuff vor.

In einem andern von hier stammenden Tuff herrscht der Bimsstein und überhaupt die Glaskörner vor. Die Bimssteinkörner sind gross, ausnahmsweise auch grösser als 3 mm. und beginnen sich in Fasern in Ton umzuwandeln. Ausserdem finden wir hauptsächlich wenig Dacitminerale, viel *Plagioklas*, meist *Andesinkristalle* und Bruchstücke davon, *Quarz*, *Biotit* in $\frac{1}{2}$ —4 mm. Grösse, in diesem auffallend reinen, aber durch Limonit gefärbten und muskovitreiche, Brocken kristallinen Schiefers enthaltenden Tuff. Man trifft auch hier faserige Sphärolithe von positivem Charakter.

Auch aus dem sich weiter gegen N, gegen das *Varaslyuk* zu ziehenden Teil des unteren Tuffzuges habe ich einen feinkörnigen, verwitterten, geschichteten Mineraltuff und einen grauen, starr geschichteten, dichten Tuff mit Pflanzenüberresten untersucht. In dem erstern Gestein ist die Menge der Mineralien wechselnd und beträgt stellenweise die Hälfte des Gesteines, oder noch mehr. Die grössten Mineralien sind 1 mm. lange *Plagioklase*, mit porösem innerm und saurerem äusserem Teil, also mit Zonenstruktur. Die meisten Mineralien sind $\frac{1}{2}$ mm. gross. Die Feldspäte sind zum grossen Teil Glaseinschlüsse enthaltende und aus wenig Albitzwillinglamellen bestehende *Plagioklase*, unter denen *Andesin* ($Ab_2 An_2$) am häufigsten ist, aber es gibt auch saurere, wie auch basischere Arten. Der grösste Feldspateinschluss besitzt scharfe Kristallumrisse, gestreckte 85 μ lange Würfelgestalt und eine Lichtbrechung, die in jeder Richtung schwächer ist, als die des einschliessenden *Andesin*. Im übrigen sind dieselben Mineralien zu finden wie in den weiter oben beschriebenen Mineraltuffen. In dem ursprünglich amorphen Teil sind die Grenzen der bimssteinig erscheinenden Glaskörner meist nicht zu erkennen, sie sind schwach rot gefärbt und mit kleinen tonigen Gebilden vermischt, in denen sich stärker doppelbrechende, optisch positive Fetzen vorfinden. Im übrigen ist sehr wenig nicht vulkanisches Material in diesem Gestein, in dem auch *andesitgrundmassenartige*, $\frac{1}{2}$ mm. grosse Brocken mit Feldspat-

leisten, die fast parallel auslöschten, vorkommen. In dem von hier stammenden dichtern Tuff kommen schon zahlreiche kleine 100 μ grosse kristalline Schieferbrocken und Mineralien, hauptsächlich in einzelnen Schichten, weiterhin zwischen den kleinen braunen Glasfäden und Körnern Tonteile reichlich vor.

Weiter nördlich habe ich aus diesem Zug von der Wiese des Hidegoldal einen, mit freiem Auge betrachtet durch weisse, dunkel und hellgraue Schichten gebändert erscheinenden Tuff untersucht, der im Gegensatz zum vorigen, der überhaupt keinen Kalk enthielt, sehr viel Kalkstein und wenig Kalkschalenbruchstücke aufweist. Die Korngrösse ist etwa 100 μ . Ausserdem findet man in einzelnen Schichten bedeutend mehr als die Hälfte des Gesteines kristalline Schieferbrocken, so dass die dunkelgrauen dünnen Schichten im Wesentlichen feinkörniger Sandstein sind. Ausser den gewöhnlichen Mineralien kommt darin Hämatit, 40 μ grosser Zirkon und wenig Muskovit vor. Unter den fremden Mineralien kommt ausnahmsweise hier und da ein grösserer (180 μ) Feldspat mit Glaseinschlüssen vor. Die weissen Schichten werden vorherrschend von Haufen kleiner Glaskörnchen gebildet, zwischen denen neben den alten Mineralbrocken gleichfalls Kalkschalentrümmer vorkommen.

Noch weiter nördlich entfällt in diesem Zuge der folgende untersuchte Tuff der Hidegoldal (Birilyaszka), ein mit freiem Auge betrachtet dichtes einheitlich aussehendes, graues Gestein, das unter dem Mikroskop sich aus ungeordneten Haufen ein Drittel des Gesteins ausmachender etwa 50 μ grosser, selten 200 μ erreichender Glasfäden und Körner, aus 30–40 μ grossen, ausnahmsweise 100 μ betragenden Brocken kristallinen Schiefers, Biotit etc. und in tonigen Teilen 20 μ grossen Kalkkrümchen zusammengesetzt erweist. In den tonigen Teilen finden sich 4 μ grosse kugelige Gebilde mit schiefen Strahlen von negativem Charakter, weiterhin blumenblätterförmige, optisch negative Gruppen von 12 μ Durchmesser. Dies sind also verwitterte pelitische Absätze, in denen jedoch frisches Glas vorhanden ist.

Noch weiter nördlich etwa 200 Schritte unterhalb des Pusztaszilvásbrunnens stammt der folgende untersuchte, weiss und graue, starr geschichtete Tuff. Das Mikroskop zeigt, dass der mit freiem Auge weiss erscheinende Tuffteil wesentlich aus Glasfäden und dazwischen befindlichen Haufen von Glaskörnern besteht, von denen meist der Rand umkristallisiert, in Ton umgewandelt ist, was der Grund dafür ist, dass einzelne Körner verkleben. Im übrigen ist

diese Schicht auffallend reines vulkanisches Material, in dem auch 250 μ grosser Plagioklas und nur wenig Magnetit und in Ton übergehende Partien vorhanden sind. In der grauen Schicht, in der bereits die etwa 100 μ grossen Körner kristallinen Schiefer- und Mineralbrocken des Grundgebirges herrschen, sind zwischen diesen kaolinisierende alte *Feldspäte* und ausser dem *Muskovit Magnetit*; Kalkstein und Verkalkung sind jedoch nicht zu finden.

Der im Zusammenhang hiemit vorkommende dichte, graue Wellenfurchen enthaltende Tuff erscheint unter dem Mikroskop als solcher, toniger, feinkörniger, sandiger, zur Hälfte glasiger Tuff, wie der von der Birilyaszka, aber in diesem fand ich ausser den verschiedenen Glimmermineralien 40 μ grosse amorphe Splitter, Kalkstein oder Verkalkung jedoch nicht.

Auch aus diesen Daten geht klar hervor, dass sogar das auf einen Zug entfallende Tuffsediment, was Reinheit und Material betrifft, ausserordentlich verschieden ist.

Vom jenseitigen westlichen Flügel der Antiklinale, westlich vom Zem, vom Ende des Varaslyakzuges habe ich ein par Tuffe untersucht. Von diesen enthält eines schichtweise ziemlich viel, etwa $\frac{1}{3}$ - $\frac{1}{4}$, Dacitmineralien, hauptsächlich Plagioklas, der auch $\frac{1}{2}$ mm. Grösse erreicht. Der übrige herrschende Teil des Gesteines ist Bimsstein, der verkalkt ist, es haben sich jedoch einzelne 200 μ lange Glasstücke frisch erhalten. Grüner *Amphibol* und *Magnetit* findet sich wenig, gleichfalls wenig aus dem Grundgebirge stammende kristalline Schieferbrocken, zerdrückter *Quarz* und *Muskovit*. Die Grundmasse mit Feldspatleisten ist ziemlich allgemein verbreitet und beginnt gleichfalls zu verkalken.

In dem andern hierher gehörigen geschichteten Tuff wechseln die vorherrschend bimssteinigen Glasschichten, in denen sich auch Dacitmineralien, darunter *Feldspat* bis zu 1 mm. und *Biotit* finden, mit kleinen, meist aus dem kristallinen Schiefergebirge stammenden Körnern ab. Kalksteinstückchen und Schalenbruchstücke sind auch hier ziemlich gewöhnlich und auch 100 μ grosse andesitische grundmassenartige Brocken kommen vor.

Während in diesem Gestein tonige Partien sozusagen fehlen, sind in einem dritten untersuchten, von diesem Zug westlich gelegenen, also aus einem höhern Niveau stammenden, dichten, grauen Tuff im Mittel 40 μ lange Glasfäden, welche etwa $\frac{1}{3}$ des Gesteines ausmachen, in unkristallisierenden Ton, der feinere *Muskovit*-flaumen, kleinen *Quarz*, und wenig körnigen Kalk enthält, einge-

bettet. In diesem Gestein herrscht der umkristallisierende Ton vor. Auch Pflanzenabdrücke kommen in diesem Tuffzug vor.

IX. Die Antiklinale Kolozs—Kötelend—Visa.

A) Der Teil zwischen Kolozs und Kötelend.

Die östlich von der über die Station Kolozskara hinziehenden Falte folgende benachbarte Antiklinale ist von allen Falten die längste. In ihrem nördlichen Zug verläuft sie zuerst von Kötelend gegen Apahida zu, dann setzt sie sich mit einer mächtigen Biegung auf dem Hattert von Kolozskorpád und von dort durch den Kolozser Salzkörper hindurch auf den Királykut zu fort, so dass sie auf der ganzen Linie 13½ km. lang ist. Aber sie setzt sich noch — wie wir sehen werden — von Kötelend nach Visa, etwa 2 ½ km. weit fort. In ihrer südlichen, grössern Hälfte verläuft sie von SSO nach NNW, sodann nimmt sie nach einer bogenförmigen Krümmung nordöstliche Richtung. In der Nähe der Kolozskaraer Station liegt ihre Achse 2 ½ km. weit östlich von der durch diese Station hindurch gehenden benachbarten Antiklinale, aber weiter nach N zu wird sie immer mehr an diese herangedrängt, so dass sie bei Pusztaszilvás sich ihr schon auf 1 ½ km. genähert hat. Das nördliche umgebogene Ende scheint jedoch die quer stehende Falte zu repräsentieren, die den westlichen Antiklinalen an ihren Nordenden im Wege steht.

Den südlichsten Teil dieses langen Faltenzuges habe ich schon in meiner I. Tuffstudie eingehend beschrieben. Hieraus und aus der Seite 7 abgebildeten Karte kann man sehen, dass das etwas nach O gekrümmte Südende dieser Antiklinale in der Gegend des von Kolozs südöstlich gelegenen Salzbrunnen beginnt und über den im westlichen Teil des alten Salzbergwerkes gelegenen, gegenwärtig als Bad benützten Salzteich, über die nördlich von der Stadt gelegene Salzquelle des Kisvölgy verläuft, ausser von mehrern bedeutungslosen Tuffschichten von drei ansehnlicheren Tuffzügen begleitet wird. Im Aufbau des untersten von diesen spielt der aus dem untermiocänen vulkanischen Explosionseentrum des südlich von Kolozs gelegenen *Farkascsup* stammende mineralienreiche Dacituff eine wesentliche Rolle.

Ausser dem Dacitmineraltuff des *Farkascsup*, dieser guten Leitschicht, habe ich im Kolozser Salzkörper selbst und in seinem Zuge Spuren von *Andesittuff* gefunden, die in der tiefsten an die Oberfläche gelangenden, dem Horizont des Salzkörpers entsprechen-

den Schicht vorhanden sind. Dieser südlichste Teil des Antiklinallenzuges ist, wie auch das der Karte beigegefügte Profil zeigt, eine nach W überschobene schiefe Antiklinale.

Vom Salzbrunnen des Kolozser Kiszölgy, soweit es auf der genannten Karte geführt war, verläuft diese Antiklinale über den höchsten Hügel der Gemeinde K.-Korpád, den 460 m. hohen Kövesöldal (Fata pietri) weiter. In den übrigen Abschnitten des Zuges kenne ich die tiefsten Andesit — sogar die Dacitmineraltuffe des Farkasesúp nicht. Die höhern Tuffschichten sind jedoch hier vorhanden, namentlich sind mehrere Tuffzüge gleich an der Ostseite des obern Grabenteiles des Kiszölgy zu sehen, wo ich ostnordöstliches Einfallen unter 52° , ja sogar bis zu 76° an diesen Schichten gemessen habe. Mehrere gleichfalls sehr steil nach ONO (unter $65-70^\circ$) einfallende Tuffschichten kenne ich an der von der Kövesöldal 1 km. nordwestlich gelegenen Lehne, wo ich 1907 auch einen verschütteten Tuffsteinbruch fand. Hier ist im Zusammenhang mit dem Tuff eine vorzügliche und ständig reichlich fließende Quelle. Es ist bemerkenswert, dass der „Doppelstein“, wie die Steinklopfer dieser Gegend den dem Frost besser widerstehenden Mineraltuff nennen, hier oben vorkommt, was ein Beweis dafür ist, dass wir es hier, grade so wie im südlichem Abschnitt des Zuges, mit einer schiefen, d. h. nach W überschobenen Falte zu tun haben.

In diesem Teil nähert sich diese überschobene Falte mehr und mehr ihrem, über die Kolozskaraer Station verlaufenden, westlichen Nachbar und so ist es zu verstehen, warum dieser Nachbar in diesem Abschnitt so ungewohnt zusammengedrängt ist. Der von beiden Seiten gleich starke Seitendruck hat jedoch die zusammengedrückte Falte der Kolozskaraer Station in aufrechter Lage erhalten. Die Tuffzüge des Ostflügels der Kolozser überschobenen Antiklinale sind an der Oberfläche weniger zu sehen, wie die des Westflügels, sowohl hier, wie auch auf dem Hattert von Kolozs. Nur bei sorgfältiger Begehung fand ich am Ostabhang des 460 m. hohen Hügels der Köves auf meinem letzten Kontrollausflug dichten, teilweise durch dünne sandige Schichten geschichteten Tuff. Ähnliche Tuffschichten kommen nördlich vom Gipfel in der Streichrichtung auf dem Waldweg vor. Mehrere Tuffzüge sind $1\frac{1}{2}$ km. nördlich von hier auf dem Sósdombgipfel, dem Tófarkadülő zu sehen, wo in dem an dem Tordaer Weg gelegenen Tuffsteinbruch die Schichtenreihe nach ONO einfällt und sich unten der sog. „Doppelstein“ befindet.

Es ist bemerkenswert, dass nicht streng in die Achse der Antiklinale, sondern östlich davon, in die Richtung des zweiten

Tuffzuges der Korpáder Salzbrunnen fällt, den zum Teil schlammige und auch bei grosser Trockenheit nicht versiegende Quellen umgeben. Es ist merkwürdig, dass auf diesem sehr stark gepressten und gefalteten Gebiet auf der westlichen Seite der Antiklinale auch in der Synklinale, im oberen Teil des auf der Karte als salzig bezeichneten Baches („Sereti“, nach der Benennung der Ortsansässigen „Fünacilor“) eine Salzquelle, mit schwellendem, unter Druck stehendem Schlammkegel vorhanden ist.

Am 12-ten November 1911 fand ich hier am rechten Ufer des Abflussgrabens einen Schlammkegel von 4 m. Durchmesser, dem wenig Gas entwich und in dessen Nachbarschaft auf einer etwa 70 m. langen nord-südlich verlaufenden Linie noch zwei ähnliche Schlammkegel waren. Eine auf dem dunkelbraunen lehmigen Gestein des obersten Kegels vorgefundene weisse Ausblühung bestand nach der Bestimmung des damaligen Praktikanten STEPHAN FERENCZI aus Natriumsulphat, mit wenig Calciummagnesiumsulphat und Kochsalz verunreinigt.

Weiter nordwärts am linken Abhang des Sós-patak, an der Lehne des Nagyverőfőnyes war die Fortsetzung der Tuffserie des Westflügels der Antiklinale zu sehen, wo die Schichten nach O einfallen und wo der „Doppelstein“ zu oberst liegt, wo also die Antiklinale den Charakter der westlichen Überschiebung noch immer trägt. Noch weiter nördlich schliesst das Kaszástál, aber hauptsächlich der am Nordostabhang des Zapogya entspringende *Bacs-patak* die Tuffschichten auf, welche auch als Material eines primitiven Steinbruches dienten. Diese boten 1911 in ihrem verschütteten Zustand keine sichern Daten zur genauern Bestimmung der Lagerung.

Den Abschnitt der stärksten Krümmung der Antiklinale durchschneidet das folgende breite Tal, in dem die Landstrasse Apahida—Mócs führt. Auf der nördlichen Seite dieser Landstrasse, südlich von dem mit 412 m. angegebenen Gipfel, östlich von der Brücke über dem Durchlass grade in der Achse der Antiklinale ist eine schwellende Schlammquelle vorhanden, um die herum Kochsalzausblühungen und darauf Salzpflanzen vorkommen, wie *Salicornia herbacea* und dem auf Ausblühungen gewöhnlichen *Aster tripolium* und die nach der Aussage des verstorbenen Kalyáner Grossgrundbesitzers ELEK von GAÁL niemals einfriert. Bedeutungslosere abgerutschte Tuffschichten kommen auch am Südabhang des 412 m. hohen Gipfels vor.

Eine viel ansehnlichere Tuffschicht in der Gruppe des von hieraus nordöstlich gelegenen, benachbarten, mit 407 m. Höhe ange-

gebenen Hügels, an dessen Südabhang vom Fusse bis zum Gipfel und von hier abwärts bis zu der Verengung im Sósputak sich bogenförmig eine dicke Tuffschicht zieht, die die Ursache der Talverengung ist. Die spröden, streifigen Schichten des in einem Steinbruch aufgeschlossenen Tuff am Südabhang des 407 m. hohen Gipfels fallen nach der Messung aus dem Jahr 1907 meines gewesenen Assistenten DR. SIMON PAPP, der mir bei der ersten Begehung dieser Gegend sehr behilflich war, unter 32° nach SO. 1917 fand ich die alten Steinbrüche schon ganz verwachsen. Dieses Glied des obern dichten Tuff finden wir an mehreren Stellen der vom Gipfel 407 m. westlich gelegenen Höhe, wo derselbe am Waldesrand an der nördlichen Seite des Weges gleichfalls südöstliches Einfallen verrät. Die abgerissenen, abgerutschten Teile desselben sehen wir in einem tiefern Niveau über dem Schwengelbrunnen. Weiter südlich jenseit des Sósputak in der Richtung dieses Tuffzuges, südlich von dem 400 m. hohen Gipfel, finden wir zu beiden Seiten die zerissene Fortsetzung des Zuges. Im Zusammenhang mit dem sanften Einfallen der Wölbung der Antiklinale sind hier an der wasserreichern westlichen Lehne viele Brüche und Erdrutschungen. Unterhalb und oberhalb der etwa $\frac{1}{2}$ km. langen Verengung des Sósputak erweitert sich der von weissen Ausblühungen bedeckte alluviale Talgrund sogleich zu mehr als 1 km. Breite.

Viel sicherer führt uns die Tuffschicht des jenseitigen, nordwestlichen Flügels der umgebogenen Antiklinale, welche man auf einer mehr als 1 km. langen, fortlaufenden Linie an den am meisten hervorstehenden Rändern der die rechte Seite des Szamos begrenzenden Hügel verfolgen kann. Eine solche Tuffschicht zieht sich über die 451, 465, 457 m. hohen Gipfel des Apahidaer Kontinyit, wo aus alter Zeit stammende, ausserordentlich lange ostnordöstlich streichende, abgebaute, 10–15 m. breite, talartige Vertiefungen ihren Verlauf anzeigen. Dieser Tuffzug verläuft in entgegengesetzter Richtung auf die Apahidaer Padurița zu. Auf diesem schotterbedeckten Gebiet habe ich ein sehr sanftes nordnordwestliches Einfallen wahrgenommen. Einen andern ähnlich langen Tuffzug hat DR. PAPP SIMON südöstlich vom HORVÁTH'schen Meierhof unter der 408 m. hohen Erhebung und von hier in zusammenhängendem Zug auf dem Pietris genannten Gipfel bis zum Tal des Sósputak gefunden, der stellenweise unter $20\text{--}30^\circ$ nach WNW, später nach NNW zu einfällt. Jenseits des Sósputak zieht sich dieser Zug in der vorigen Streichrichtung am Abhang des Tekenő genannten Hügels unter 28° nördlich einfallend, auf den Gipfel empor und verläuft, diesen

durchschneidend, über die 404 m. sodann die 409 m. hohe Erhebung des Borilla hin gegen den nördlichen Teil von Kötelend zu. Auch in diesem Abschnitt des Zuges wird sein Weg durch ausserordentlich viele alte und neuere, verschüttete Steinbrüche bezeichnet. Auf diesen Anhöhen habe ich an einer Stelle, nördlich vom Bonchidaer und Zsuker Salzbrunnen, nordnordwestliches Einfallen unter 68° , weiter östlich gegen Kötelend zu jedoch bereits nur ein solches unter 24° nach NNO beobachtet. Diese Messungen verraten eine langsame, bogenförmige Krümmung und zeigen, dass in der Gegend der Salzbrunnen die Schichten viel steiler stehen, wie anderswo.

An der linken Lehne des sich bei Kötelend windenden, breiten, aus einer Reihe einstmaliger Seen bestehenden *Kalyántales* kenne ich ausser dieser langen Tuffschicht auch andere Tuffvorkommen. Eines von diesen zieht sich dem Nordende des Dorfes gegenüber über der Höhe 288 m. von der Wegböschung auf dem Acker hin und fällt in die Verlängerung des vorigen Zuges. Von hier südwestlich unterhalb der mit 339 m. Höhe angegebenen Quelle gibt es eine zweite, scheinbar abgerutschte Tuffschichtenreihe. Ein dritter Tuffzug, der länger ist als die beiden vorigen, ist weiter nach S zu am linken Abhang des *Pareu Moratori* (Gropty) von dem vorhin erwähnten Bonchidaer und Zsuker Salzbrunnen östlich vorhanden, wo seine Schichten unter $38-50^{\circ}$ nordöstlich einfallen. Es scheint daher, dass ausser der in langem Bogen verfolgbaren obern Tuffschicht in der Nähe des 1 km. westlich von Kötelend gelegenen *Zsuker Salzbrunnen* wenigstens eine tiefere Tuffschicht an die Oberfläche tritt. Neben diesem Salzbrunnen befindet sich eine schwelende Schlammquelle, die auch im Winter nicht einfriert und deren Grund angeblich mit einem 8 m. langen Balken noch nicht erreicht werden konnte.

Es ist die Frage, ob die Kolozser, gegen W schief gestellte, sodann gegen Kötelend zu sich stufenweise nach NO biegende Antiklinale in der Wölbung des Bonchida—Zsuker Salzbrunnen endet, oder ob sie sich wohl weiter fortsetzt. Um dies beantworten zu können, müssen wir das Gebiet zwischen Kötelend und Visa kennen lernen.

B) Der Antiklinalenzug Kötelend—Visa.

Am Westabhang des Kötelender Hügels (402 m.) im Bruch der Gemeindeweide habe ich tuffige Schichten gefunden (VIII. 1911), zwischen denen eine 15 cm. dicke, mit freiem Auge sandig erscheinende Schicht vorkommt, die das Mikroskop als verkalkten, lockeren,

mineralienreichen Bimssteintuff erwies. Diese Brüche enthalten in ihrem nördlichen Teil auch grobe bimssteinige Partien. Diese Schicht fällt in ihrem südlichen Zug unter 45° nach OSO, die in der Nähe des Tuff sichtbaren Mergelschichten sind jedoch noch steiler, unter 67° aufgestellt.

Weiter nordöstlich in der Richtung der nördlichen Gasse der Gemeinde Visa brachte von dem, von hieraus westlich gelegenen am östlichen Fusse des 402 m. hohen Gipfels befindlichen Plateau's auf unserem gemeinsamen Ausflug dieses Jahres mein Assistent MÖCKEL verschiedene Tuffe, die in den Zug der vorhin erwähnten Kötelender Tuffe fallen und mittels der unterhalb der Visaer ref. Kirche sichtbaren, unter 34° nach SSO fallenden, groben, mineralienreichen Tuffschichten mit der Ausbruchsstelle des sich an der Nordostseite des Dorfes erhebenden Surlódomb in Verbindung treten, dessen Material sie auch sehr ähnlich sind. Es ist zu bemerken, dass auf der Linie Visaer ref. Kirche - Surló der Salzbrunnen der Gemeinde liegt.

Andere, vom vorigen hauptsächlich aus groben Mineraltuffschichten bestehenden Zug wesentlich verschiedene, aus feinem Material und dünnem Dacittuff bestehende Schichten finden wir in den steilen Brüchen der $\frac{1}{3}$ km. südlich vom Surlódomb beginnenden Bogantások, wo ich südlich von der Höhe 475 in südöstlicher Richtung steil einfallenden, $\frac{3}{4}$ m. mächtigen, feinschichtigen Tuff zwischen vorherrschend sandigen Schichten fand. Auch in der folgenden grossen Wasserrinne fallen die dichten, dünnen Dacittuffschichten zwischen gypsführenden Mergelschichten unter $30-40^\circ$ ein. Das vorherrschende Gestein ist jedoch noch immer der Sand, auf welchen weiter in südöstlicher Richtung an der Szölöldal unter 68° einfallende Mergel folgen. Die Fortsetzung der dünnen Tuffschichten der Bogantások ist am Südabhang der sich am Südende von Visa befindenden Erhebung (404 m.) zu sehen, wo nach der Messung von SIMON PAPP die zwischen gelbe sandige Schichten gelagerten Tuffschichten unter 40° nach SO fallen.

Die Fortsetzung derselben in südwestlichen Richtung gegen Kötelend zu habe ich am Südostabhang der — auf der Karte D.-Kötelendului genannten — Erhebung (402 m.) gefunden in Form einer südöstlich unter 45° einfallenden dünnen Tuffschicht. Von hier etwa 40 Schritte nach NO auf der andern Seite der Wasserscheide, befindet sich eine mit Lehm dicht abwechselnde 20–25 cm. dicke, lockere Sandschicht, deren Material in Kötelend zum Ausstampfen der Fussböden verwendet wird. Die Schichten dieser Sandgrube fallen

bereits unter 67° gegen SO. In der Fortsetzung des vorhin erwähnten Tuffzuges im südwestlichen Teil von Kötelend, sogar auch ausserhalb des Dorfes ist der Tuff vorhanden, nähere Daten waren jedoch auf diesem verwachsenen Gebiet diesbezüglich nicht feststellbar.

In der Streichrichtung dieser Tuffschicht über dem Kötelender Salzbrunnen kenne ich auf dem Zapogy und Belies Tuffschichten, welche — wie wir schon gesehen haben — auf den innern Tuffflügel der Antiklinale Kolozs-Kötelend zu verlaufen. Dieser Salzbrunnen, der stärker ist als der benachbarte Apahida—Zsuker, liegt dort, wo die Einfallsrichtung der Schichten sich ändert. Etwa 150 m. östlich von diesem Brunnen am Abhang des Hügels kommt — so wie bei dem davon 1 km. nordnordwestlich gelegenen Salzbrunnen — eine schwellende, für wenigstens 20 m. tief gehaltene, blauen Schlamm enthaltende Quelle vor.

Diese gleichmässig gegen SO fallenden, stark verschobenen Schichten zeigen also, dass wir es zwischen Visa und Kötelend mit einem stark zusammengedrückten Teil der Antiklinale zu tun haben, an dessen Aufbau ausser der untern groben Mineraltuffschicht eine höhere, feinere Tuffschichtenreihe Teil nimmt. Dies ist die nord-östliche Fortsetzung der Kolozs—Kötelender Antiklinale.

Die mikroskopische Untersuchung der Tuffe des Antiklinalenteiles Kolozs—Kötelend.

Vor allem möchte ich hier den wichtigen Umstand vorausschicken, dass ich in dem vom Kisvölgy nördlich gelegenen Abschnitt den für den untern (I.) Tuffzug charakteristischen Mineraltuff nirgend anstehend gefunden habe. Auf meinem letzten Ausflug habe ich jedoch in der Nähe des Gipfels der Korpáder Kövestető (460 m.) am Nordwestabhang zwischen vielerlei Dacittuffscherben auf dem Maisfeld einen feinkörnigen Mineraltuff mit $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$ mm. grossen, meist zonigen Plagioklasbruchstücken, wenig, verkrümmtem Biotit, Magnetit, sehr wenig vulkanischem Quarz und Andesitbrocken gefunden. Glasgebilde sind keine darin vorhanden, deren Stelle nimmt sekundärer Calcit ein. In diesem 10·5 km. langen Abschnitt müssen wir überall nur mittlern oder obern Tuff annehmen. Die zweite Tuffschicht erscheint offenbar auch nur um die Salzquellen herum.

Aus dem Westflügel dieses Zuges habe ich einen westlich vom Kolozskorpáder Salzbrunnen stammenden, milchweissen, dichten, ausgetrockneten, harten, dichten Tuff untersucht. Derselbe erscheint

auch unter dem Mikroskop als ein fast rein vulkanisches glasiges Produkt, in dem nur wenig kleiner vulkanischer *Plagioklas*, darunter der grösste von 150 μ Länge, vorkommt. Zu den Seltenheiten zählt auch zerdrückter *Quarz* von ähnlicher Grösse, der stellenweise mit einigen, bis 200 μ grossen kristallinen Schieferbrocken zusammen sichtbar ist. Unter dem fremden Material sind noch viel kleinere, etwa 50 μ grosse grünliche, meist amorphe, tonige Einschlüsse zu erwähnen, die höchstens $\frac{1}{10}$ des Gesteins ausmachen. Es finden sich auch einige 100 μ grosse, auch Lauteinschlüsse enthaltende glasige Grundmassenbrocken, die zu flaumigen Gebilden von negativem Charakter umkristallisiert sind. Das vorherrschende glasige Tuffmaterial besteht zum Teil aus kleinen Körnern und in geringerem Masse aus Haufen kleinerer Fäden, deren amorphes Material in zerstreutem Licht schaumig, wellig erscheint. In den Hohlräumen finden sich zuweilen Haufen sehr kleiner, stäbchenförmiger und nadeliger Kristallisationsprodukte, die wegen ihrer geringer Grösse keine Doppelbrechung aufweisen.

Ferner habe ich einen Schliff des weissen, dünnen, graugestreift-geschichteten, ausgetrockneten, harten Tuff von dem weiter nördlich gelegenen *Kontinyütgipfel* untersucht. Der herrschende Teil auch dieses Gesteines ist amorphes, verklebtes Glas; die ursprüngliche Grösse der kleinern Fäden ist nicht mehr erkennbar. Ausnahmsweise kommen einige Bruchstücke vor, deren grösste Länge auf 1 mm. geschätzt werden kann. Das Glas, besonders die röhrig erscheinenden Bimssteinteile, beginnen am Rande zu optisch positiven Fasern umzukristallisieren. In diesem Glas kommen auch wenig, meist $\frac{1}{2}$ mm. grosse, ausnahmsweise jedoch auch über 1 mm. grosse Dacitminerale: *Feldspat*, *Biotit*, *Quarz* und wenig *Magnetit* vor. Die optischen Eigenschaften einiger Feldspäte lassen auf *Andesin* schliessen.

Zwischen diesem etwa 1 mm. dicken, fast ganz reinen vulkanischen Material sind ähnliche, oder dünnere Schichten vorhanden, in denen etwa 100 μ grosse Stückchen kristallinen Schiefers und dessen Mineralbrocken: zerdrückter *Quarz*, *Muskovit*, wenig *Biotit* und reichlich *Feldspat* vorkommen, so dass an einzelnen Stellen diese die Hälfte des Gesteines ausmachen. Es finden sich nur wenig 50 μ grosse grüne Tonpartien und noch weniger 40 μ grosse andesitartige Brocken mit *Feldspatnadeln*, in denen viele umgewandelte farbige Fäden vorhanden sind.

Dem vorigen ähnelt ein von hier etwa 1.5 km. östlich, aus der Nähe des 407 m. hohen Gipfel, also aus dem jenseitigen, östlichen

Flügel der Antiklinale stammender geschichteter Tuff. Von hier habe ich zwei Gesteine untersucht. Das eine ist ein geschichteter, weisser, verwitterter Tuff, in dem auch limonitische, zu Grunde gegangene Pflanzenreste zu sehen sind. Unter dem Mikroskop erscheint auch dieser Tuff von dünnen sandigen Schichten durchzogen, die ausser alten Mineralien vulkanischen Plagioklas bis zu 1 mm. Grösse enthalten. Einer von diesen ist *Oligoklas-Andesin* (Ab_2An_1), ein anderer, 150 μ langer, der viel Glaseinschlüsse enthält, erwies sich jedoch als *Andesin-Oligoklas* (Ab_2An_1). Auch hier findet sich wenig *Magnetit*, darunter ein 150 μ grosses, löcheriges Korn, das mit kleinen *Apatit*- und einem *Zirkon*korn verklebt ist. Die etwa 100 μ grossen kristallinen Schieferbrocken reichern sich in einzelnen Schichten bis zu $\frac{1}{2}$ der Gesamtmasse an, darunter kommen selten auch chloritische, grüne Körner vor.

In der vulkanischen Glasmasse kann man einzelne, unbestimmt endigende Bimssteinsfäden erkennen, die streifige, verschmolzene Fäden ergeben und wie im vorigen Gestein umzukristallisieren beginnen. Darunter finden sich einzelne, 120 μ grosse, körnige, grüne tonige Einschlüsse. Auch $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{4}$ mm. grosse, teils aus Feldspatleisten bestehende, Trachytstruktur zeigende, teils weniger umkristallisierte, andesitartige Grundmasse kommt hier vor, sowie selten optisch positive, kugelförmige Sphaerokristalle (Quarz?) von 28 μ Durchmesser.

Das andere von hier untersuchte Gestein ist ein Tuff, in dem dickere, spröde, graue, sandige Schichten mit dünnern, weissen Tuffschichten abwechseln. In den sandigen Teilen verringert sich die Glasmasse stellenweise auf $\frac{1}{3}$ und besteht aus 100 μ grossen verklebten Körnern und aus hauptsächlich am Rande umkristallisierten Fäden. In zerstreutem Licht kann man auch im Innern der Körner Kristallisationsprodukte wahrnehmen. Wie es scheint, steht dies mit der Ausscheidung der löslichen Kieselsäure in Verbindung, in Folge dessen das Gestein sehr fest ist. Es finden sich wenig bis 200 μ grosse Tonpartien. Unter den alten, 40—100 μ grossen Mineralkörnern kommt neben Quarz und Muskovit auch kaolinisierter *Orthoklas* vor. In diesen Gesteinen habe ich Kalkbruchstücke nicht gefunden. Der zuletzt behandelte sandige Tuff beginnt jedoch sehr schwach zu verkalken und in einem Kalkfleckchen ist ein 4 μ grosses kugeliges Gebilde zu sehen. Auch in einem andern Teile des Gesteines kommen stellenweise Haufen von Mikroorganismen mit in violett übergehender roter Haut vor. Wie es scheint entspricht dieser Tuff dem Apahidaer II-ten Tuffzug.

Die Fortsetzung dieses innern Flügels der Antiklinale scheint die von hier nordöstlich unterhalb der mit 400 m. angegebenen Höhe der *Ruptura* herstammende, zerstückelte, dichte mikroskopisch untersucht jedoch verschieden ausgebildete Tuffserie zu repraesentieren, von der 4 verschiedene Stücke Gegenstand eingehenderer Untersuchung waren. Eines von diesen ist ein geschichteter Tuff mit Pflanzenüberresten, in dem ausser der weissen und grauen, 1 mm. dicken Streifung einzelne, von Limonit gefärbte rötlichbraune Schichtchen zu sehen sind. Bei der mikroskopischen Untersuchung überrascht es, dass diese rote Schicht zur Hälfte aus Mineralien und zwar zum grössten Teil aus vulkanischen Mineralien besteht. Von den vulkanischen *Plagioklasen* erwies sich ein 150 μ grosses Korn als *Andesinoligoklas* ($Ab_2 An_1$), ein anderer Feldspat mit Zonenbau als *Andesin* ($Ab_3 An_2$), sein innerer Kern sogar als noch basischer. Unter den vulkanischen *Quarzen* finden sich Splitter bis zu 300 μ Länge. Erwähnenswert ist, dass im Vergleich zu den vorigen Tuffen viel *Magnetit*körner bis zu $\frac{1}{2}$ mm. Grösse, weiterhin gelblichgrüne und rötliche Eisenoxydkörner und — partien, stellenweise in Hohlräumen ausgeschieden, deren innere Füllmasse manchmal strahlig angeordneter Quarz ist, vorkommen. Auch frischen vulkanischen *Biotit* und ein 90 μ langes *Zirkonsäulenbruchstück* habe ich darin gefunden. Es gibt jedoch Schichten, in denen die etwa 100 μ grossen kristallinen Schieferbrocken sich anreichern, *Muskovit* kommt auch in diesen vor. Die Bimssteinmasse besteht aus $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{3}$ mm. grossen verschmolzenen Stücken. Es kommen ziemlich viel, stellenweise auf $\frac{1}{10}$ des Gesteines zu veranschlagende andesitartige Grundmassenbrocken aus Feldspatleisten darin vor, darunter solche bis zu 320 μ , die Auslöschung beträgt $20/2$, oder mehr. Einen einzigen 70 μ grossen Kalksteinbrocken habe ich beobachtet.

Der vom Punkte 400 m. der *Ruptura* untersuchte zweite Tuff, ist auch ein spröder, geschichteter Tuff, in dessen weisser, vorherrschend tuffenthaltender Schicht 200 μ lange Bimssteinfäden in stellenweise toniger, anderswo mehr sandigen Umsäumung zu finden sind. Unter den Mineralkörnern gibt es aber viel weniger vulkanischen *Plagioklas*. Trotzdem findet sich auch hier eine 1 mm. dicke Schicht, in der im Allgemeinen etwa 100 μ grosser, manchmal Glaseinschlüsse enthaltender Feldspat, 140 μ grosser vulkanischer *Quarz*, *Magnetit*, limonitisierte Partien, kleine *Andesitgrundmassenbrocken*, aber neben andern alten Bruchstücken auch *Chlorit* vorkommt. Die grauen Schichten bestehen stellenweise fast ganz aus

etwa 190 μ grossen Gesteins- und Mineralbrocken des kristallinen Schiefers, worunter selten auch Globigerinenschalenreste (50 μ) zu finden sind. *Biotit* ist ziemlich viel, *Muskovit* wenig vorhanden; auch *Chlorit*brocken finden sich. Etwa 70 μ grosse und grössere *Kalkstein*brocken kommen reichlich vor, dagegen weniger andesitartige Brocken.

Ähnlich spröde und geschichtet ist auch das dritte von hier untersuchte Gestein, in dem die grauen sandigen Schichten eine Dicke bis zu 9 mm. aufweisen. Dieses Gestein besteht aus noch kleinern Körnern als das vorige, die Grösse der kristallinen Schieferbrocken sinkt bis zu 60 μ . Es finden sich darin auch tonige Partien (40 μ), weiterhin bis 100 μ grosse grüne *Chlorithaufen*. Im tuffhaltigen Teil erscheinen kugelige Gebilde von 25 μ Durchmesser, mit optisch positiven Fasern.

Am meisten unterscheidet sich von den vorigen der folgende, mergelige, nur in geringem Masse sandige Tuff, dessen Oberfläche weisse Kalkausblühungen bedecken und dessen Farbe mit freiem Auge betrachtet einförmig grünlich grau ist. Unter dem Mikroskop erweist sich die vorherrschende Masse des Gesteines als unkristallisierter Ton, in dem suspendiert, höchstens $\frac{1}{2}$ ausmachende 40–100 μ grosse, sehr abwechslungsreiche, darunter spornförmige Glasfäden vorkommen. In einem schenkelknochenförmigen Glasstück sind von Gasausscheidungen herrührende dunkle Fäden vorhanden. Wenig *Plagioklas* bis zu 100 μ und nur sehr wenig, kleine (25–30 μ) Quarzsandkörner finden sich in dem tonigen Teil, in dem wenig Kalk, ferner einige μ grosse optisch negative, sphaerolithische kugelige Gebilde mit schiefer Auslöschung vorkommen.

Betrachten wir nun die dichten, grauen, nicht geschichteten Tuffgesteine, die diesen Stellen gegenüber, vom jenseitigen Flügel der Antiklinale, östlich vom Zsüker Horváthischen Meierhof, zwischen den 408 und 398 m. hohen Gipfeln des Köves (La Pietris) genannten Hügelzuges herkommen. Von diesen erscheinen zwei untersuchte Exemplare als graulichweisses, einförmiges, hartes, festes Gestein, in dem mit freiem Auge nur kleine weisse und schwarze glänzende Punkte zu sehen sind. Unter dem Mikroskop erweisen sich die weissen glänzenden Punkte als *Feldspat*bruchstücke bis zu $\frac{1}{2}$ mm. Grösse, in denen mitunter auch Glaseinschlüsse vorkommen. Daneben gibt es auch wenig Quarz ferner 150 μ grosse *Biotithaufen*. Ausser diesen vulkanischen Mineralien finden sich unregelmässig zerstreut aus kristallinem Schiefer stammende Körner, die bis 200 μ gross sind und deren Menge etwa $\frac{1}{10}$ des Gesteines ausmacht.

Auch 70 μ grosse grüne *Chlorit*körner kommen vor. *Muskovit* ist nur in dem einen Gestein in geringer Menge vorhanden. Das Tuffmaterial besteht aus 100–150 μ langen wirren Bimssteinfäden und Glaskörnern. Dies sind schaumige, fädige amorphe Gebilde, unter denen stellenweise fast in gleicher Menge tonige Teile mit 40–100 μ grossem *Quarz* und anderen Brocken vorkommen. Ausnahmsweise finden sich $\frac{1}{2}$ mm. grosse derartige Bimssteinkörner, sogar $\frac{3}{4}$ mm. lange dünne Fäden. Dies ist also ein toniger, sandiger Tuff.

Ein anderes hierher gehöriges Gestein sieht mit freiem Auge fast porzellanartig aus. Mikroskopisch untersucht erscheint es als ein viel feinerer toniger Tuff, wie die vorigen, in dem der Ton die glasigen Gebilde an Menge überragt, die vorherrschend, aus 40–100 μ , ausnahmsweise aus 120 μ langen Fäden bestehen. Der Ton kristallisiert der Länge nach zu optisch positiven Flocken um und es kommen nur sehr wenig 40–50 μ grosse kristalline Schieferbrocken darin vor.

Ein dritter Tuff von diesem Ort ist gleichförmig fein, weniger tonig als sandig, ohne grössere Feldspatkörner. Stellenweise besteht fast die Hälfte des Gesteines aus 20–25 μ grossen kristallinen Schieferbrocken mit chloritischen 40 μ , ausnahmsweise auch 150 μ langen *Biotit*fäden. An andern Stellen sind jedoch die umgewandelten, glasigen und verschmolzenen Körner und Fäden viel reiner, unter denen nur ausnahmsweise einzelne, etwa 60 μ lange Individuen zu erkennen sind. Darunter finden sich auch tonige Teile, von denen das umgewandelte Glas schwer zu unterscheiden ist. In einem vierten untersuchten Tuff kommt wenig, bis 200 μ grosser *Plagioklas* vor, ferner sind auch unter den Trümmern des kristallinen Schiefers kaolinisierte kleine *Feldspat*körner. Als Seltenheit sind auch in den Bimssteinteilen einzelne 200 μ lange Fäden zu erkennen. Kleine tonige Brocken finden sich, dagegen fehlt der Kalkstein.

Der in der Fortsetzung des Tuffzuges des *Kövesgipfel* (Pietris) an der rechten Seite des Söspatak (Sereti) zwischen den Höhen 305 und 309 der *Tekenö* genannten Lehne befindliche Tuffzug besteht gleichfalls aus dem vorigen ähnlichem dichtem, geschichtetem Tuff, unter dessen Abarten der weissere, reinere, fester Tuff etwas porös ist und in dem unter dem Mikroskop einzelne $\frac{1}{3}$ mm. grosse Bimssteinstücke neben vulkanischem *Feldspat*, *Quarz*, *Biotit* von ähnlicher Grösse, die in nennenswerter Menge mehr nur in einzelnen Partien vorkommen, zu sehen sind. Die Sandkörner und Glimmerfäden des Grundgebirges sind viel kleiner (50 μ) und kommen nur in geringer Menge vor. Tonige Füllmasse ist auch wenig vor-

handen, so dass es ein ziemlich reines vulkanisches Material ist. Winzige, sekundär ausgeschiedene Kalkpunktchen zählen zu den Seltenheiten.

Feinkörniger, porzellanartig und der mikroskopischen Untersuchung nach etwas toniger ist ein anderes untersuchtes Gestein, in dem der vulkanische *Feldspat* bis 200 μ Grösse erreicht. Im übrigen ist dies ein feiner, toniger, sandiger, trassartiger Tuff, in dessen Schliff sich der 100 μ grosse Querschnitt einer verkieselten, erbsenförmigen Pflanze fand, dagegen Kalkstein und Verkalkung nicht vorhanden ist.

Ein Exemplar der dichten Gesteine des weiter östlich, gegen Kötelend zu gelegenen *Borilla* ist auch ein den vorigen entsprechender, sehr feinkörniger, toniger Tuff, in dem 1 mm. grosse weissere, reinere Teile eine Schichtung hervorrufen. Die Glaskörner sind hierin 30 μ gross und nur ausnahmsweise erreichen einzelne spröde Glasleisten eine Länge von 100 μ . Dieselben sind wirr in tonige Gebilde eingelagert, deren Menge die der Tuffmasse gewöhnlich übersteigt. Es finden sich hier kleinerer Glimmer (30 μ), hauptsächlich *Biotit* und weniger, etwa 20 μ grosse *Quarzkörner*. Ausnahmsweise kommen jedoch auch 130 μ grosse Quarzsplitter darin vor, Kalkstein jedoch nicht.

Den vorigen sehr ähnlich ist der vom *Borilla* südlich, in der Nähe des Zsuker *Salzbrunnen* an der linken Seite des Sósutbach (Pareu Moratori) vorkommende, dichte ungeschichtete, porzellanartige Tuff. In diesem sind 20 μ grosse Glaskörner in einen tonigen, gleichfalls weissen Teil, der alten umgewandelten *Biotit*, *Muskovit* und *Quarz* von ähnlicher Grösse enthält, eingebettet. Das grösste Mineral ist hier ein 100 μ langer Muskovittfaden. Auch die ursprüngliche Glasmasse ist umgewandelt, wie auch das sonstige, von weither stammende feine Material. Kalkstein ist aber nicht vorhanden. Dies Gestein ist ein gutes Beispiel für den sehr feinkörnigen und fest verkitteten Tuff.

In diesem Zug kommt auch sandiger, fester, harter Tuff mit Wellenfurchen vor, in dem wir mit dem Mikroskop dünne, 1–2 mm. dicke Streifen feststellen können, die aus 200–250 μ grossen und kleinern hauptsächlich vulkanischen *Plagioklastrümmern*, aus wenigen verwitterten *Andesitbrocken*, in geringerem Masse aus 100 μ grossen und kleinern kristallinen Schieferbrocken, grünen *Amphibolbruchstücken*, ferner aus umkristallisierten Tonkörnern bestehen, in denen auch rote *Zooglöen* und 100 μ grosse Kalkkörner vereinzelte vorkommen. Um die vorherrschend 50 μ grossen

kugeligen, verschmolzenen Glaskörner herum finden sich auch mehr oder weniger umkristallisierte tonige Gebilde.

Über das auf dieser langen Anhöhe vorkommende dichte Tuffgestein gibt also blos die mikroskopische Untersuchung Aufschluss, auf Grund deren diese östlichen, wie es scheint successive feiner werdenden Tuffmassen sich als die mit Lehm und Sand vermengte Asche (Tuffite) eines fernen Dacitausbruches erweisen, die am ehesten dem II. Tuffzug anzugehören scheinen. In dem dem Beckenrand näher gelegenen östlichen Flügel kommt auch teils kalkiges, teils grösserkörnig-sandiges Material vor.

X. Allgemeines über den Tuffzug Visa-Kolozskorpád und die davon östlich gelegenen Tuffschichten.

Östlich von der Antiklinale Kolozskötélend, von der starken Biegung derselben beim Sósptak 3 km. entfernt, kenne ich noch einen, in schwächerem Bogen verlaufenden Tuffzug, der auf dem Gebiet östlich von Kolozs -- wie schon in meiner I. Veröffentlichung erwähnt -- an der eintönigen Reihe seiner, meist unter 20–30° nach ONO einfallenden Schichten zu erkennen ist. Im nördlichen Teil des Zuges zwischen Visa und Kötélend, aber auch weiter südlich auf dem Hattert von Korpád, bildet nicht blos sein sicher feststellbares Vorhandensein, sondern sein ein einheitliches Niveau kennzeichnender Zug auf diesem 8–9 km. langen Gebiet eine gute Leitschicht. Die ganze Länge von Visa bis Kolozs kann man auf etwa 14 km. schätzen. Betrachten wir nun die einzelnen, gut sichtbaren Teile dieses Zuges etwas näher.

Südlich von Visa, auf der Höhe 465 m. der Wasserscheide, ist ein, in etwa 40 m. Länge abgebauter Tuffzug von ansehnlicher Dicke zu sehen, dessen Schichten unter 45° gegen SSO einfallen. Darunter sind auch kalkige Ablagerungen. Zu unterst erscheint 7 cm. dicker Sandstein. In der Streichrichtung desselben, gegen SW zu finden wir an mehreren Stellen den Tuff, namentlich neben dem Kötélender Weg, ferner am Rande des Waldes an der Südseite des Weges, aber am reinsten, am Südabhang des Kötélender Tales am Beginn der Weide Voisan, in einer steilen Wand, an deren unterem Ende ich in einer frischen Wasserrinne (1907) unter der wertvollen Begleitung des Herrn Grundbesitzer PETER V. GAAL folgenden Aufschluss beobachtete: Im oberen Teil der Wand war unter von Vegetation bedeckten Schichten 0.30 m. dicker rein erscheinender Bimssteintuff zu sehen, darunter folgte jedoch 3.5 m. mächtiger, unter

dem Einfluss der Atmosphäerilien in Stücke zerfallender lehmiger Tuff, eine lange steile Wand bildend. Die unteren Schichten enthalten unbestimmbare Pflanzenüberreste, und zeigen stellenweise eine, für Wellenschlag sprechende diagonale Schichtung. Unter diesen folgt 0·30 m. dicker, nicht zersprungener, reinerer, darunter 0·25 m. lehmiger, zersprungener Tuff und unter diesem die 1 m. mächtige Haupttuffschicht, unter welcher nur noch 0·20 m. lehmiger Tuff und 0·25 m. grösserkörniger reinerer Tuff die sichtbare Reihe der Tuffschichten abschloss. Auch das Liegende dieser gut aufgeschlossenen Schicht ist Sandstein, unter welchem die folgenden Schichten von dem, von oben herabgefallenen Schutthaufen verdeckt sind. In dieser, etwa 6 m. mächtigen Tuffschichtenreihe gibt es also viele lehmige Zwischenlagerungen. Weiter in der Streichrichtung, auf dem *Dupa Gyál* benannten Gipfel war in ca. 400 m. Höhe wieder der untere 1 m. dicke Tuff, mit dem darüber befindlichen 3 m. dick sichtbaren lehmigen Tuff und dem liegenden Sandstein zusammen aufgeschlossen. Die Schichten fallen unter 30° nach SO ein.

1 $\frac{1}{2}$ km. von Kötelend nach SO, am Südwestfuss der Ruptura ist oben Bimssteintuff. Darin finden sich bis 3 mm. lange Bimssteinfäden, in muskovitischem lehmigem Gestein. Darunter in 3 m. Tiefe kennt Herr PETER v. GAÁL den 30—40 cm. dicken „guten Stein“ (reineren Tuff). Diesen Zug kenne ich weiter am Abhang gegen den Gyéresbach zu, in den Brüchen des Gipfels und weiter abwärts oberhalb des GAÁL'schen Meierhofes. Von hier zieht er sich über die *Lárga* genannten Felder, in den südöstlich gelegenen Graben, wo ich an den obern Mergelschichten ein südöstliches Einfallen unter 9° gemessen habe. Weiter südwestlich geht er auf die jenseitige Lehne des Gyéresbaches über und sicherlich ist der Tuff an der, unterhalb von Kötelend sichtbaren Verengung des breiten Tales schuld. Neuerdings habe ich vom Aufseher des HORVÁTH'schen Meierhofes gehört, dass am Fusse der südlichen, durch das Tal führenden Brücke der Tuff gleichfalls anstehend vorhanden ist.

An der westlichen Seite des Tales des Gyéresbaches, nordöstlich vom Méneshágó, sind die Spuren mehrerer, aufgelassener, verwachsener, alter Steinbrüche in der Fortsetzung dieser Tuffschichten zu sehen. 8 m. über der Kötelender Strasse, in dem auch auf der Generalstabskarte angegebenen „Schieferbruch“ habe ich 1917 vorherrschend tuffenthaltende Mergelstücke und nur vereinzelt reinern, sandigen Tuff gefunden. Von hier zieht sich dieser Zug auf die Höhen 393 und 401 hinauf, woher er sich in südlicher Richtung

an der Lehne abwärts windet. Als die Fortsetzung desselben ist der sich südlich vom Méneshágó an der Ostseite der 421 m. hohen Erhebung gegen K.-Korpád zu ziehende, beträchtlich dicke, grösstenteils mergelige Tuffzug zu betrachten, der sich ähnlich wie auf dem Méneshágó, am Ostabhang des Kontinyitgipfel verbreitert. Eine zu diesem Tuffzug gehörige, abgerissene Tuffschicht wurde unterhalb von K.-Korpád, am linksseitigen Abhang des Tales über dem Wege vor etwa 10 Jahren abgebaut, damals war auch der frostbeständige Tuff („Doppelstein“) unter dem lehmigern Tuff unter 57° nordöstlich einfallend zu sehen.

Ich muss hervorheben, dass man an diesem, nördlich von Korpád gelegenen Abhang aussergewöhnlich viel, meist dichten, öfters mergeligen Tuff findet, der z. T. abgerutscht, z. T. vom Wasser herabgebracht ist. $\frac{3}{4}$ km. südlich vom Dorfe, etwa in der Mitte des Abhanges habe ich am Anfang einer Wasserrinne letzthin eine etwa 6 m. dicke, vorherrschend mergelige, in ihrem obern, 1-5 dicken Teil bimssteinige, Biotit enthaltende Tuffschicht, stark zwischen mergelige, sandige Schichten eingefalten gefunden, welche letztere unter 82° nach WNW einfallen. Darüber auf dem flachen Gipfel ist auch auf einem grossen Gebiet Tuff vorhanden, und zwar zu unterst der bimssteinige, biotitische Tuff. Hier ist also ein Teil der fächerförmigen Antiklinale zu sehen, die sich mit einem Bruch gegen das auf der andern Seite des Tales beginnende, tafelige Gebiet abgrenzt. Dieser Aufbau macht das zwischen Korpád und dem Méneshágó auffällig häufige Vorkommen von Tuff verständlich. Ausser dem mergeligen Teil gibt es auch auf dem Gipfel reinern, bimssteinigen und sandigen, feinen, geschichteten Tuff, der in seiner weitem Fortsetzung südlich von der Höhe 431 im Rotasteinbruch unter 25° nach OSO fällt.

Ein ziemlich langer, zusammenhängender Dacittuffzug folgt weiter an der nördlichen Seite des Dorfes K.-Korpád auf dem Rücken Kereszthegy—Szölötető. In dem Aufschluss, neben dem westlich von der Rota abwärts führenden Weg war vor 10 Jahren unter den lehmigen Schichten der etwa $\frac{1}{4}$ m. dicke, ziemlich reine Tuff, darunter aber etwa 3 m. mächtiger, zerklüfteter, lehmiger Tuff zu sehen. Die Schichten fallen unter 30° nach OSO ein.

Eine ganz ähnliche Schichtenreihe kommt oberhalb von K.-Korpád auf dem Gipfel, in dem aufgelassenen Tuffsteinbruch vor, wo ich 1907 zu oberst kaum einen halben Meter betragenden, reinern Dacittuff, darunter tuffhaltigen Mergel mit 25°-iger, östlicher Einfallsrichtung gesehen habe. Westlich vom Steinbruch auf dem

Gipfel habe ich jedoch letzthin Scherben eines widerstandsfähigern, Biotit, Feldspat und viel vulkanischen Quarz enthaltenden Dacit-mineraltuff gefunden. Von hier zieht sich dieser Tuffzug über die Äcker zum Tor des gastlichen Hauses des Herrn PETER v. GAÁL und von hier, wie es scheint, aufwärts gegen die Höhe 436 zu, an deren Fusse der Bimssteintuff hervortritt. In diesem Abschnitt fand ich 1917 nur auf dem Szölő genannten Ackerfeld einen bessern Aufschluss, dessen zur Wölbung der Antiklinale gehörige Schichten unter 16° nach O einfallen. Dieser Zug nimmt seine Richtung im weitem Verlaufe auf den der Kolozser Báteleg—Lárga—Meierhöfe zu und scheint in denselben überzugehen.

Vom Tuffzug Visa -K. Korpád ostwärts sind mir die Tuffschichten bis Mócs im Ganzen genommen in tafelförmiger Lagerung bekannt. Der westliche auf dem Hattert von K.-Korpád und Kötelenđ gelegene Rand dieses grossen Gebietes interessiert uns hier näher, also einesteils die Tuffe des Zuges Magyaros (455), Botos (403), anderesteils die des Zuges Neted (466) — Ruptura (443).

Die geologische Lage der Tuffe des *Magyaros—Neted*, oder richtiger nach den Korpádem *Hidegoldal* (Recsă-zuges¹) können wir am besten oberhalb des *Lárga—Meierhofes* nordwestlich in dem, auch auf der Generalstabskarte benannten „Schiefer Stb“ erkennen, wo 1917 nur der obere 1.5 m. dicke, dichte, hellgraue Tuff und darunter 4 m. mächtig braunes, lehmiges Gestein in horizontal erscheinender Lagerung zu sehen war. Der ganze Zug zeigt jedoch, dass wir hier ein sanftes nordwestliches Einfallen annehmen müssen. 1910 habe ich in den sandigen Schichten des darunter gelegenen Weingarten, die mit Gyps enthaltendem Mergel abwechseln, nördliches Einfallen unter 40° gemessen. Westlich vom „Schiefersteinbruch“ gegen den Korpáder Weg zu und näher an Korpád gelangen auf dem *Legelő* genannten Gebiet zerrissen und verworfen jedoch auch tiefere sandige und reinere Tuffe an die Oberfläche. Stellenweise bilden hier 10 m. dicke zerriebene Tuffgesteine und zwar hauptsächlich tuffhaltiger Mergel den steilen Abhang. Im reinern Tuff kommen 1 mm. grosse Bimssteinkörner, im sandigen aber opalisierte Teile, sowie dünne, starre, sandige Streifen vor.

Die abgerissenen, abgerutschten Schichten dieses tafelförmigen Tuff findet man in einzelnen Stufen der *Hidegoldal* bis zum Botos in sehr verschiedener Höhe. An einzelnen Stellen gibt dieser Tuff

¹ Der Abhang fällt nämlich nach N zu ab und ist in Folge des nordwestlichen Einfallens seiner Schichten ein feuchtes, daher kaltes Gebiet, worauf der Name „Kalte Lehne“ deutet.

vorzügliches Quellwasser, wie die Reesa rumunyaszká, in deren Richtung der Tuff sehr tief, bis zu einer Entfernung von 400 m. von der Landstrasse, abgerissen ist. Dieser Tuff befindet sich auch östlich von der Korpáder Strasse, auf dem Gipfel des 393 m. hohen Hügels. Viel besser ist der östliche Rand der Tufftafel des Magyáros-Botos erhalten, den man nördlich vom „Schiefersteinbruch“ in langem Zuge verfolgen kann.

Eine ähnliche Tuffschicht von tafelartiger Lage gelang es bei der *Kályáner Maut* im Zuge der sich jenseit von Gyérespatak hinziehenden *Nedel Ruptura* festzustellen. Der südliche Teil derselben, das Gebiet unterhalb des HORVÁTH-ischen Meierhofes ist verworfen. Den an ursprünglicher Stelle gebliebenen Tuff kann man am oberen Eck des über dem Meierhof befindlichen Wäldchens und weiter nördlich in ca 430 m. Höhe auf den Ackerfeldern in Gesellschaft von sandigen Schichten und Sandstein finden. Auch hier kommen den Tuffen der Hidegoldal ähnlicher, dichter tuffhaltiger Mergel und bimssteinige, sandige, mitunter geschichtete Tuffe vor, ohne dass man auf diesem bebauten Gebiet irgendwo den Zusammenhang sehen könnte.

$\frac{1}{4}$ km. südöstlich von der Höhe 443 der Ruptura habe ich zwischen den Schollen des Ackers nahe dem Gipfel den Tuff gefunden und es gelang mir aus dem darunter folgenden, gelben muskovitischen Sandstein einige Muschelschalen von *Errilia podolica* Eichw. herauszugewinnen. Auf Grund hiervon scheint also die über dem Sandstein befindliche Tuffschicht schon zur *sarmatischen Stufe* zu gehören. Zur Bestimmung der Schichtenlagerung ist hier keine Gelegenheit. Wenn man jedoch in Betracht zieht, dass der Ostabhang des Zuges der feuchtere ist, hier gibt es bedeutendere Rutschungen, dass wir auf dem östlichen Nachbargipfel, dem *Agyagosdomb* (Lehmhügel) über den unerreicht schönen Erdrutschungen in 420 m. Höhe ähnliche Tuffschichten finden, müssen wir hier nicht mehr westliches, wie auf der Hidegoldal, sondern im Gegenteil sanftes östliches Einfallen annehmen. Der Südabhang des Agyagosdombzuges ist der feuchte, hier gibt es die schönsten Brüche und Rutschungen, die ich im Siebenbürger Becken kenne, der Nordabhang ist so, wie der des nördlichen Nachbarn des Agyagosdomb trocken und frei von Rutschungen, der Südabhang der Bäréer Lehne ist auch von dem auf dem Gipfel befindlichen Frinkujsee aus beginnend feucht, zerrissen und von Erdrutschungen bedeckt.

In den Brüchen des *Agyagosdomb*, diesen etwa 80 m. hohen, senkrechten Aufschlüssen sieht man, dass unter dem Tuff auch

hier eine ca. 10 m. dicke, gelbe Sandsteinschicht folgt, unter welcher die Sandschichten in einer Dicke von etwa 12 m. mit bläulichen Mergelschichten abwechseln. Darunter folgt bläulicher Mergel mit weissen Salzausblühungen, den man schon getrost zum *mittlern Miocän* (obern Mediterran) zählen kann.

Was das tafelförmige Gebiet vom Zuge *Magyaros—Ruptura* östlich bis *Moes* betrifft, möge hier als allgemeiner Zug das folgende stehen. Die obere Tuffschicht zieht sich auf dem nordöstlichen Gebiet von Bäré in 500 m. Höhe, 3 km. südöstlich von hier bei Vajdakamarás, finden wir diese Tuffschicht schon in 400 m. und weiter 3 km. westlich von Mezögyéres in 340 m. Höhe, wo sie dann gegen O zu langsam unter das gegenwärtige Bachniveau kommt. Am Westrand behält diese Tuffschicht jedoch ihre ursprüngliche Höhe, und erhebt sich sogar in südlicher Richtung gegen Kolozs zu ein wenig, in so weit ich sie bei Magyarkályán in 580 m. Höhe kenne. Aber östlich von hier, bei Magyarszovát sinkt sie in einer Reihe von sehr interessanten Rutschungen gleichfalls soweit, dass ihre Höhe in der Gemeinde bereits nur 370 m. beträgt. Von hier geht sie in weiterem langsamem Fallen in die, in der erwähnten Höhe 340, westlich von Mezögyéres unter die Oberfläche verschwindende Tuffschicht über. Die über dieser in 420 m. Höhe an der Ostseite von Mezögyéres über der Landstrasse in einem Steinbruch aufgeschlossenen Sandsteinschichten sind nach LUDWIG ROTH v. TELEGD¹ auf Grund von in ähnlichen Schichten des Moeser Hattert gefundenen *Tapes gregaria* PARTSCH, Vertreter der sarmatischen Sedimente, die darauf folgenden „Schichten mit Pflanzenfasern, Toneisensteinknollen und Sandsteinkugeln der pannonisch-pontischen Zeit zuzuzählen“. Ich habe 1907 diesen Aufschluss gesehen, auf den bezüglich ich mir das folgende angemerkt habe: Unter dem schwarzen Humusboden befindet sich 5 m. dicker loser Sand mit Concretionen, darunter jedoch 350 m. mächtiger Lehm und sandiger Lehm, der sich auf die unter ihm folgende, mehrere m dicke, tuffige Schichtenreihe mit welliger Oberfläche abgelagert hat, deren unteres Ende nicht zu sehen ist. Im lehmigen Teil sind kleine Eisenooolithe, aber auch Pflanzenabdrücke vorhanden. Eisenhältige, kalkige Concretionen kommen um einzelne mergelige Partien auch im Tuff vor.

Auch auf der Antiklinalenkarte von Dr. HUGO v. BÖCKH sehen wir auf dem Gebiete östlich von K.-Körpád—Visa bis Nagysármás

¹ L. ROTH v. Telegd, Die Umgebung der Gemeinde Mócs. Földtani Közlöny, 1914, Seite 401.

keine Antiklinalen eingezeichnet. In seinem Bericht aus dem Jahr 1913 schreibt er (Seite 10), dass „östlich von Kolozs in der Gegend von Felsőszovát und Magyarkalyán über einander zwei Dacittuffe erscheinen, ein unterer dickerer und ca. 10- (sicherlich 100 der Autor) 120 m. darüber ein dünnerer, 2—3 m. dicker. Auf den Gebieten östlich von hier finden wir bereits sarmatische Ablagerungen“. Weiter auf den Seiten 28, 29 steht auch, dass die Schichten über dem 2—3·5 m. dicken Zuge der um Felsőszovát herum und davon nördlich in grosser Verbreitung zu beobachtenden Dacittuffe bereits sarmatisch sind. 500 m. hierüber folgt der Pusztakamaráser Tuff, der in der Sármascher Wölbung wieder an die Oberfläche tritt.

**Das mikroskopische Bild der Tuffe des Antiklinalenzuges
Visa—Kolozskorpád und des Magyaros—Botos.**

Aus dem Visa—Kötelender Teil des Zuges, aus der im Südflügel gelegenen Voisanwand habe ich die untere sandige Schicht, sowie den darüber befindlichen reinern und den lehmigen Tuff mikroskopisch untersucht. Der Sandstein ist mit freiem Auge betrachtet ein feinkörniges, dichtes, graues Gestein, dessen Schicht auf der glatten Oberfläche hieroglyphenähnliche Erhebungen zeigt, denen zu folge er an den Opalsandstein in der Umgebung von Kolozsvár erinnert. Unter dem Mikroskop findet man darin vorherrschend 150 μ , ausnahmsweise auch 1 mm. grosse, vulkanische *Feldspatkörner*, zwischen denen in nur sehr untergeordneter Menge *Quarz* vorkommt, der mitunter auch Glaseinschlüsse enthält. Unter den Feldspäten mit Glaseinschlüssen gelang es *Andesin* (Ab_1 , Ab_2) und *Oligoklas* zu bestimmen. Ausser diesen vulkanischen Mineralien finden sich *Bimsstein*fäden von gleicher Grösse, darin vereinzelt rote zooglöenartige Gebilde, weiterhin *Biotit*- und *Magnetit*-körner.

Es kommen aber auch reichlich kristalline Schieferbrocken, zerdrückter *Quarz*, *Muskovit*, spärlich *Epidot*, brauner, blaufleckter *Turmalin*, ferner tertiärer Kalkstein und kalkige Sandsteinstückchen vor. Es finden sich weiterhin darin braune, optisch positive Sphärolithbruchstücke, mitunter mit kurzen, Trichiten, etwas andesitartige Grundmasse mit Feldspatleisten (Auslöschung $1\frac{1}{2}$, $1\frac{1}{2}$) und 50 μ grosse *Zirkon*bruchstücke. Alldies verbindet eine feine amorphe, sicher aus ursprünglichem Tuffstaub entstandene Masse.

Es ist also klar, dass dieses Gestein im Wesen vulkanischer Mineralsand ist, mit aus ältern Gesteinen stammenden Verunreini-

gungen, das mehrere verwandte Züge mit dem, in der Umgebung von Kolozsvár unter dem sarmatischen Sandstein vorkommenden mittelmiozänen Sandstein verrät.

Hierauf folgt ein 1–2 mm. dicker, in starren Schichten abwechselnder, weisser und grauer Tuff, der in einzelnen Schichten Pflanzenüberreste aufweist. Mikroskopisch betrachtet besteht er aus 30–150 μ langen, weissen Glasfäden und -körnern in gelbbraune, amorphe tonige Masse eingebettet. Stellenweise kommen auch gelbliche *Bimsstein*-Bruchstücke in diesem bräunlichen Ton vor. Diese wechseln mit Schichten, in denen sich mit dem vorigen amorphen, nur in geringem Masse beginnende Unkristallisation zeigenden Material ebensoviel, stellenweise auch mehr, 100 μ grosse und kleinere, meist aus dem kristallinen Schiefergebirge stammende Brocken, darunter ziemlich viel Kalkstein, *Chlorit* u. s. w. vermengen.

Hierauf folgt grauer, nicht geschichteter, grosskörniger *Bimssteintuff*, in dem wir mit dem Mikroskop konstatieren, dass etwa die Hälfte des Gesteines aus oft ausserordentlich launenhaft gestalteten, zerrissenen Glasfäden und ausnahmsweise aus, zu dünnen Fäden aufgeblasenem *Bimsstein* bis zu 1 mm. Grösse besteht, der in noch dünneres, etwa $\frac{1}{2}$, des Gesteines ausmachendes, braunes unkristallisierendes, toniges Sediment unordentlich eingebettet ist. Der übrige Teil des Gesteines ist meist Sand alter Herkunft, in dem die grössten, zerdrückten Quarzkörner 200 μ erreichen, ausserdem weniger *Muskovit*, *Biotit*, Kalkstein und *Feldspat*. Die kleinern Brocken sind 40 μ gross, aber es gibt auch einige 100 μ grosse Tonstückchen darin. Stellenweise reichern sich diese kleinen, bis 100 μ grossen Sandkörner derart an, dass sie die Hälfte des Gesteines ausmachen, an andern Stellen ist ihre Menge jedoch kaum auf $\frac{1}{10}$ zu veranschlagen. Die *Bimsstein*fäden sind stellenweise grünlich und verraten schwach umkristallisierte, optisch positive Fasern.

Dem vorigen ähnelt in der Fortsetzung dieses Zuges der vom *Dupa Gyal* stammende, wenige, nicht starre Schichtungsstreifen zeigende Tuff, in dem weisse, abgerundete *Bimssteinkörner* bis 1 cm. Grösse eingebettet sind, woraus man auf die Abstammung aus der nahen Visser Ausbruchsstelle schliessen kann. Die Oberfläche dieses Gesteines bedecken Kalkausblühungen.

Auch unter dem Mikroskop finden wir ähnliche Bestandteile, d. h. ähnliche, launenhaft gestaltete Glasbruchstücke in rötlich-braunen oder gelben, stellenweise umkristallisierenden Ton eingebettet, ferner etwa 100 μ grosse kristalline Schieferbrocken, darunter vorherrschend *Quarz*, *Muskovit*, *Biotit*setzen, sericitischen *Feldspat*,

aber auch *Granatkörner* (40 μ), kleine Kalkkörner und Sandsteinstückchen. Die sandigen und reinern glasigen Schichten wechseln stellenweise in 1 mm. Dicke mit einander ab. Diese feinen Bimssteintuffe verraten also Ähnlichkeit mit den Kolozsvärer obern Tuffen.

Im wesentlichen stimmt mit den vorigen der weiter im Verlaufe des Zuges bei der obern Verengung des Gyérespatak von der rechten Seite, aus der Nähe des GAAL'schen Meierhofes stammende Bimssteintuff überein. In diesem sind die weissen Glasbruchstücke, z. T. Hirschgeweihartige Splitter, in einen stark umkristallisierten, färbigen, kleine Kalkkörnchen enthaltenden tonigen Teil eingebettet, das Gestein ist also eigentlich ein Mergel. Es kommen auch wenig kleine, optisch negative sphaerolitische Kugeln vor. Die fremden Sandkörner stammen auch hier aus dem kristallinen Schiefergebirge und Sandstein.

Der vom Kötelender Hattert, von dem Gebiete nördlich von der Gemeinde, aus dem jenseitigen Flügel der Antiklinale stammende, dünne, graue Tuff unterscheidet sich hauptsächlich dadurch von dem des südlichen Zuges, dass er mehr als dieser zusammengedrückt und umgewandelt ist. Unter dem Mikroskop sehen wir, dass die einstigen Glaskörner nicht bloß ihren Aufbau, sondern auch ihre Umrisslinien verloren haben. An einzelnen Stellen sind sehr dünne, *tridymit*artige, der Länge nach sehr schwach optisch negativ doppelbrechende Blättchen, an andern Stellen tonige Teile vorhanden. Die kristallinen Schieferbrocken: *Quarz*, *Muskovit*, spärlich *Feldspat* sind 40–100 μ gross und machen stellenweise bis $\frac{1}{3}$ des Gesteines aus. Zu den Tuffen auf der andern Seite steht hier nicht nur der verwitterte Zustand und die kleinern Körner, sondern auch das Fehlen von Kalkstein im Gegensatz. Dieser Tuff hat sich entfernter von dem südöstlich gelegenen Uferrand abgelagert, wie die vorigen.

Vom Südflügel, südlich von Visa, vom 404 m. hoch angegebenen Hügel habe ich einen dichten, weiss und gelb gefärbten Tuff untersucht, der mit aus kleiner körnigem, hauptsächlich altem *Quarz*, *Muskovit* und wenig Plagioklas bestehendem, schmutziggelbem Quarzsandstein, der keine Tuffmasse enthält, zusammen vorkommt. Das mikroskopische Bild des gelblichen Tuff ist das folgende. Wir sehen darin verwitterte Bimssteinstückchen bis zu $\frac{1}{2}$ mm, die mit andern Glasbruchstücken zusammen den herrschenden Teil des Gesteines ausmachen, nur stellenweise herrscht der tonige Teil vor. Ausserdem nehmen in untergeordneter Menge, verschiedene, aber stellenweise

$\frac{1}{5}$ des Volumens ausmachende, kleinere Mineralkörner am Aufbau des Gesteines teil, zum grössten Teil zerdrückte *Quarzkörner*, *Muskoriffetzen*, meist grösser als 100 μ , also Mineralien alter Herkunft. Es findet sich jedoch darunter auch vulkanischer *Feldspat*, zum grössern Teil mit Glaseinschlüssen und wenig *Magnetit*, ferner 100 μ grosse braune, unkristallisierende, feine sandige Tonstückchen.

Viel feinkörniger ist der zweite, mit freiem Auge betrachtet an Steingut erinnernde weisse Tuff, in dem nur die grössten Mineraltrümmer eine Grösse von 30 μ erreichen. Am meisten sind darin kleiner, etwa 10 μ betragender *Quarz* und *Muskoriffäden* enthalten, die jedoch nur etwa $\frac{1}{3}$ des Gesteines ausmachen und mit denen zusammen sich auch 3 μ dicke und 22 μ lange *Rutilbruchstücke* und wenig vereinzelt, hergenommene, rote, pilzartige Kugeln finden. Die herrschende Masse des Gesteines sind kleine Glasbruchstücke, die bis zur Unerkennlichkeit mit einander und den dazwischen liegenden Tonteilen verklebt sind. Die letztern kann man bei sorgfältiger Untersuchung an ihrer schwach gelblichen Farbe und an ihrer Lichtbrechung, die etwas stärker ist, als die des Glases, stellenweise in 30 μ grossen Partien erkennen. Diese verschmelzen an den meisten Stellen zu amorphen Massen, auf denen man in zerstreutem Licht ein welliges Netz wahrnehmen kann. Etwa 25 μ grosse, fein sandige, gelbe Tonbrocken kommen ziemlich zahlreich vor. Kalksteinbruchstücke fehlen auch in diesen dichten Gesteinen.

Vom Ostflügel des südlichen Teiles der Antiklinale, vom linksseitigen Gebiet des Gyérespatak habe ich aus dem der Verzweigung des nach Kolozskörpád führenden Weges gegenüber gelegenen Szölössteinbruche (Zsie) zwei Tuffarten mikroskopisch untersucht. Die eine ist weisserer, grobkörniger, poröser Bimssteintuff, in dem man einzelne, 1 mm grosse, stellenweise noch grössere, stark aufgeblasene Bimssteinstückchen in wirrer Lage bemerkt. Derselbe ähnelt, was seine Grösse und starke Aufgeblasenheit betrifft, dem aus der Nähe der Feleker Anhöhe in meiner II. Veröffentlichung beschriebenen Tuff des höhern Niveau. Im Haufen solcher und noch in viel grösserer Menge auftretender kleiner Bimssteinbruchstücke sind Dacitmineralebrocken, hauptsächlich auch Glaseinschlüsse enthaltende, oft zonar gebaute *Plagioklase*, wenig *Quarz* und *Biotit* unregelmässig eingestreut. Unter den Feldspäten habe ich *Oligoklas-Andesin* ($Ab_4 An_1$) und *Labradorit* bestimmt. Solche Feldspäte werden wir später in dem Visser

Ausbruchszentrum kennen lernen. Dieser Tuff ist also ein ziemlich reines vulkanisches Produkt, das jedoch auch wenig, aber in dünnen Schichten sich anreichernde, stellenweise sogar stark vorherrschende, 100—200 μ grosse kristalline Schieferbrocken enthält. Diese sind also während des Aschenregens zeitweise in grösserer Menge an den Ort der Tuffablagerung gelangt. Vereinzelt finden sich auch Rhyolithe und andere fremde eruptive Brocken darin.

Der andere Tuffit ist ein dichtes feinkörniges und dunkelgraues, schwereres, toniges Gestein, das unter dem Mikroskop aus verwitterten Haufen wirrer in Ton eingebetteter Glasfäden zusammengesetzt erscheint. Auch der Bimsstein ist zu optisch positiven Tonfasern umkristallisiert. Auch hier kommen unregelmässig verstreut 100 μ grosse Mineralkörner vor.

Aus dem, an der westlichen Lehne des *Kolozskorpáder Kereszthegy* befindlichen Aufschluss habe ich einen dem vorigen, jedoch noch mehr dem von dem Kötelender GAAL'schen Meierhof stammenden Tuff ähnlichen, aber grösserkörnigen, grauen, ungeschichteten Tuffit untersucht. In diesem sind unter dem Mikroskop Haufen von weissen Glasstücken mit bogenförmigem Rand und sehr aufgeblasenen, ausnahmsweise 1 mm, gewöhnlich 1—200 μ langen Bimssteinfäden in rotem, zum Teil umkristallisierendem Ton suspendiert zu sehen. *Feldspat* bis zu 200 μ , *Quarz* und *Biotit* findet sich gleichfalls darin, unter denen ich *Oligoklas-Andesin* bestimmte. Ausser diesen vulkanischen Mineralien kommt noch wenig, 50—100 μ gross, z. T. zerdrückter, also alter *Quarz* vor, der sich nur stellenweise etwas anreichert. Auch dies ist also ein feinkörniger, sandiger, toniger Tuffit.

Von den östlich von K.-Korpád aus dem grossen Lárgasteinbruch des Magyaros stammenden Tuffen zeigt der eine Schichtung. Unter dem Mikroskop erweist er sich als sehr feiner tuffhaltiger Ton, insoweit als das sehr verwitterte Dacitglas nur etwa $\frac{1}{4}$ des Gesteines ausmacht, das vorherrschend aus stark umkristallisiertem Ton besteht, von dem das ursprüngliche Glas oft nur schwer unterschieden werden kann. In diesem tonigen Teil finden sich auch 30—40 μ , ausnahmsweise 60 μ grosser *Quarz*, weisser *Glimmer* und Mergelstückchen. Im übrigen kommen die aus kristallinem Schiefer stammenden Sandkörner in sehr geringer Menge, etwa $\frac{1}{20}$ oder einen noch geringern Teil des Gesteines bildend vor und reichern sich nur stellenweise etwas an. Diesen ähnlich ist das andere hierher gehörige Gestein, in dem meist 150 μ lange, dünne, verzweigte

Glasfäden den vierten Teil, oder noch weniger ausmachend zu sehen sind, jedoch kommen auch 200 μ grosse vulkanische Feldspäte vor. Brauner, glimmerig umkristallisierter, kleinkörnig sandiger Ton herrscht vor und man findet nur sehr wenig kristalline Schieferbrocken, selten 60 μ grosse *Muskovill*fäden und wenig Kalkstein.

Aus dem herrschenden, etwa 4 m mächtigen, tuffhaltigen Mergel des sich nordwestlich über dem Lárgameierhof erhebenden Tuffzuges habe ich ein dunkelgraues, dichtes Gestein mit muscheligem Bruch untersucht, in dem die 60 μ grossen und kleinern verwitterten Glassplitter eine sehr untergeordnete Rolle spielen, da sie nicht mehr als $\frac{1}{6}$ des Gesteines ausmachen. Der Hauptteil dieses Gesteines ist Ton, in dem sich auch kleine Kalksteinkörnchen befinden, weiterhin viele 30–40 μ lange *Glimmer*fäden, dagegen ist *Quarz* sehr selten. Im tonigen Teil kommen auch 12 μ breite, blumenblätterartige, optisch negative Sphaerolithe vor.

Im Zusammenhang mit diesem gibt es hier mehrere, solche in glimmerigen Mergel eingebettete kleine Glassplitter enthaltende, weisse Gesteine. Eines von diesen enthält *Feldspäte* mit Glaseinschlüssen also vulk. Herkunft, bis zu 150 μ Grösse, sowie *Quarz*, *Biotit* und wenig Magnetit. Das grösste Bimssteinbruchstück erreicht $\frac{1}{2}$ mm Grösse. Einige *Plagioklase* verkalken. Im tonigen Teil kommen stellenweise kleine, optisch negative sphärolithische Kügelchen mit schiefer Auslöschung, sowie globigerinenähnliche grössere Kugeln vor. Mineral- und Gesteinsbrocken aus dem Grundgebirge sind hier schwach vertreten und es kommt auch 30 μ grosser *Quarz* vor.

In der Gegend der zum nordwestlichen, abgerissenen Rand der Tafel des Magyarosgipfel gehörigen Reesa rumunyaszká, am rechten Ufer des Grabens befindet sich etwa $\frac{1}{2}$ km vom Wege entfernt mit dünnen sandigen Schichten abwechselnder dichter Tuff, der in gröbern Bimssteintuff übergeht. In diesem sind aus feinen weissen Fäden bestehender Bimsstein und 100–150 μ lange Stückchen dichten Glases in etwa 2-mal so viel Ton eingebettet. Die glasigen Gebilde sind nur am Rande zu optisch positiven Fasern umkristallisiert. In den glasigen Teilen kommt wenig *Feldspat* vor, der sich in einem Falle als *Andesin* erwies. Die Feldspäte erreichen bis $\frac{1}{3}$ mm. Grösse und enthalten mitunter grosse Glaseinschlüsse. In der sandigen Zone gibt es etwa 100 μ grosse kristalline Schieferbrocken in grösserer Menge.

Von der linken Seite dieses Grabens habe ich noch einen

andern geschichteten, dichten Tuff untersucht. Derselbe ähnelt dem vorigen, ist aber verwitterter und feinkörniger, da nur einzelne, grössere, weisse Glasfäden und Glasstückchen mit Widerhacken die Grösse von 100 μ erreichen. Es ist doppelt soviel toniger Bestandteil, wie Glas vorhanden. In geringer Menge finden sich auch 40—50 μ grosse, alte Mineralien, darunter *Muskovit*.

Der K.-Korpáder Tuffzug scheint sich auf dem Kolozser Hattert auf dem Bätelegrücken zum Lárgameierhof hinabzuziehen, dessen Fortsetzung sich nordwestlich vom Gipfel an der rechten Seite des Kolozser Tales auf den östlichen Nachbarn des Magyaros hinauf erstreckt.

In diesem Teile des Zuges kommen gröbere, fremde Sandsteinstücke und Kalkstein reichlich enthaltende Mineraltuffe vor, unter deren vulkanischen Mineralien zonar gebaute und zu verschiedenen Plagioklasarten gehörige Feldspäte: *Andesin-Oligoklas*, *Labradorit*, sowie *Biotit*, *Quarz*, *Magnetit* mit *Apatiteinschlüssen*, spärlich *Amphibol* und *Zirkon*, also diejenigen Mineralien eine grosse Rolle spielen, die wir im Visaer Eruptionszentrum kennen lernen werden. Daneben kommen auch amorphe Tuffteile (etwa $\frac{1}{3}$) vor. Die unter den fremden Bestandteilen eine grosse Rolle spielenden Kalksteine sind teilweise tertiäre Versteinerungsbruchstücke, teilweise dichte, vielleicht mesozoische Kalksteinstücke. Noch mehr wie Kalkstein findet sich jedoch hier in der Regel zerdrückter *Quarz*, aus dem kristallinen Schiefergebirge, sowie *Muskovit*, Schieferstückchen, oft sericitisch veränderter alter *Feldspat*, seltener *Quarzkörnchen*. Kleiner Quarzsandstein, mitunter verkalkt, sekundäre Kalkausblühungen, aber auch oberflächliche Auflösung der Kalksteinstücke sind eine ziemlich gewöhnliche Erscheinung. Die Grösse der Mineralkörner beträgt vorherrschend $\frac{1}{2}$ mm.

Auf Grund hiervon können wir diese in die Streichrichtung der vorhin behandelten feinen Tuffe fallenden Dacittuffe nicht mit den vorigen identifizieren, sondern wir müssen sie eher zu der tiefern (II.) Tuffgruppe zählen. Wir müssen also im Verlaufe des K.-Korpáder Tales bis zu der, an der Ostseite von Kötelend sich erhebenden Ruptura eine Verwerfung annehmen. Ein nennenswerter Umstand ist auch, dass der Tuffzug des Bäteleg nicht gefaltet ist, sondern sich mit tafelartiger Lagerung bis zur Südostecke des Hausgartens des Lárgameierhofes hinzieht. Seine Lagerung ist also ähnlich der der III. Tuffschicht der Magyarostafel, die 120 m über ihm folgt.

XI. Die Dacittuffgesteine des Visaer Eruptionszentrums mit einem stratigraphischen und tektonischen Überblick.

Als eine der interessantesten Stellen des in dieser meiner Veröffentlichung eingehender behandelten Gebietes habe ich in der Richtung des nordöstlichen Endes der Antiklinale Kolozs-Köteland, den am Nordostende der Gemeinde Visa, auf dem Besitztum des Grafen GÉZA TELEKY gelegenen, etwa 380 m hohen *Surlódomb* kennen gelernt. Von hier hatte im Frühjahr 1910 zu erst mein Assistent Dr. Simon Papp Gesteine gebracht, unter welchen ich an der Breccie mit bis 8 cm grossen eruptiven Stücken und an dem übrigen, groben Mineraltuffsediment sofort den Charakter dieses Ortes als eines Eruptionszentrums erkannte. Später im Herbst 1910 und neuerdings habe ich wiederholt auch selbst diesen, als Ackerfeld benützten Hügel besucht, auf dem man im Ermangelung jedes Aufschlusses nur soviel sehen kann, dass der Boden zu unterst sandig ist, sodann feinerer und gröberer Tuff folgt, welcher sich nach der Unterbrechung am sanftern Abhang der Südseite, die wohl einer kleinern Verwerfung entspricht, mit einer Zwischenlagerung von mergeligem Gestein wiederholt, so dass auch im oberen Teile des Hügel grobe Breccie vorhanden ist. Man findet hier auch zusammenhängende grössere eruptive Gesteinsstücke, die grössere Mergelbrocken enthalten. Die Dicke der groben Breccie kann auf etwa 6 m geschätzt werden. Stellenweise werden diese verschiedenen Gesteine von Chalcedonadern durchkreuzt, was — wie es scheint — eine ständige Begleiterscheinung der Eruptionszentren des Siebenbürger Beckens ist. Die Manigfaltigkeit des verschiedenartigen klastischen Materiales wird noch dadurch gesteigert, dass mit dem vorigen auch ausserordentlich feinkörniger, fast steingutartiger, weisser Tuff vorkommt. Vorherrschend grobes Dacitsediment ist am Nordostende des Surló in der Richtung der Westecke des Köriswaldes und auf dem, gegen das Köristal zu führenden Abhang zu finden, darunter grünliche Tuffstücke, wie sie unter den Désér Tuffen in grosser Menge und im kleinen im Mineraltuff der Apahidaer „MÁV“-Station vorkommen. Dieser von vulkanischen Gasen stark aufgeblasene und zum Teil aus groben Explosionsprodukten aufgebaute Hügel ist ein sehr loses, löcheriges Gebiet und bot als solches in dem trocknen Herbst des Jahres 1910 den vielen Mäusen vorzüglichen Unterschlupf.

An der Lehne des sich in der nördlichen Nachbarschaft des Surlódomb erhebenden Sóshegy findet man bereits gar nichts mehr von diesem groben Tuff. Im untern Teile desselben findet sich Mergel

mit Kochsalzausblühungen und nur auf dem Gipfel lässt sich eine dünne weisse Dacittuffschicht feststellen, unter deren Zuge ich in der südwestlichen Ecke ein südwestliches Einfallen unter 3° gemessen habe. Wenn diese Lagerung auch nicht ganz zuverlässig ist, so zeigt der Sós hely im Ganzen genommen doch tafelartigen Aufbau. Auch aus DR. HUGO v. BÖCKH's Karte muss ich schliessen, dass die Antiklinale sich hierzu nicht weiter fortsetzt, wie auch gegen S und SO zu nicht. Auch gegen Magyarkályán, ferner gegen Béré, Vajdakamarás, Mezögyéres und Mócs zu sind die Miocänschichten nicht gefaltet. Die Visaer Ausbruchsstelle scheint also grade so am Rande des bisher behandelten Kolozsvärer Beckens zu liegen, wie auch der Kolozser Farkascsú und die Vulkane, die in der Gegend zwischen Kolozsvár und Bács den Dacittuff ausstreuten, am Rande dieses Beckens gelegen sind.

Die Gesteine des Visaer Surlódomb sind, wie bereits erwähnt, was ihre Struktur anbelangt sehr abwechslungsreich. Aber die Manigfaltigkeit erstreckt sich auch auf das Material selbst, in soweit, als ausser den gewöhnlichen biotitreichen Daciten auch solche vorkommen, in denen schon mit freiem Auge viel *Amphibol* zu sehen ist. Diese sind entweder ganz reine eruptive Gebilde oder mit sedimentärem Material vermischt. Was die Grösse der vulkanischen Gesteinstücke betrifft, findet sich hier von groben Breccien mit Bruchstücken von 8 cm Grösse an bis zum allerfeinsten pelitischen Sediment jede Art der Ausbildung, sowie vollständige Übergänge vom fast reinen Mineraltuff bis zum reinen Glastuff.

Ich habe von hier 12 Gesteinsexemplare und 17 davon verfertigte Dünnschliffe einer genauern Untersuchung unterzogen. Die Gesteine sind jedoch so verschieden, dass ich von jedem einzeln berichten muss. Als erstes möchte ich eine weisse, an der Oberfläche durch Limonit gefärbte, abgerundete, amphibolreiche Dacitstücke bis 7 cm. Grösse enthaltende, stellenweise löcherige und in 3 cm. grossen lithophysenartigen Rosen von blasigen postvulkanen Produkten überzogene Dacitbreccie vorführen. Im Dünnschliff findet man sehr abwechslungsreiche Bestandteile, namentlich in Ton übergehenden feinen Glastuff, grobe Tuffteile, Mineraltuff, ferner sphärolitische neue Bildungen. Unter den in Ton übergehenden, umkristallisierten Bimssteinstücken gibt es auch 2 mm. lange, im tuffhaltigen Teil dagegen sind bis 30 μ dicke, tonige Streifen eingeflochten. Es kommen in diesem Gestein $1\frac{1}{2}$ mm. grosse Quarzkörner, sowie $1\frac{1}{2}$ mm. grosse sphärolithische Quarzbildungen, letztere als Ergebnis hydrothermalen Ausscheidungen vor. Die herauspraeparierten tonigen

Teile umgeben parallel auslöschende, in ihrer Länge den Spaltrissen nach optisch negative (feldspatartige?) Gebilde von schwächerer Doppelbrechung als Kanadabalsam.

Ungefähr die Hälfte des Mineraltuffes besteht aus Mineralien von 1 mm. Grösse: *Plagioklas*, *Amphibol* und *Quarz*. Die Feldspäte zeigen häufig Zonenstruktur und enthalten bräunliche Glaseinschlüsse von negativer Kristallform mit Gasblasen, sowie *Apatit* und kleinen *Amphibol*. Von Feldspatarten habe ich *Andesin* und *Andesin-oligoklas* in einem 1 $\frac{1}{2}$ mm. grossen zonar gebauten Bruchstück bestimmt. Im Allgemeinen herrscht *Andesin*. In einem grössern Feldspat sind 15–20 μ grosse und grössere Quarzbrocken, die von umkristallisierendem Ton, der auch kleine Glastuffäden enthält, umgeben werden. Die grünlichbraunen *Amphibole* sind Hornblenden, in denen auch Apatiteinschlüsse vorhanden sind. Darunter finden sich schenkelknochenförmige Glasfäden ($\frac{1}{3}$ mm) und umkristallisierter Ton. In den tonigen Teilen kommen auch alte, zerdrückte Quarztrümmer vor, deren Teile sich radial anzuordnen beginnen und sogar den umgebenden Ton mit neuen strahligen Quarzgebilden durchziehen. Man sieht viele Produkte pneumatolytischer Tätigkeit in diesem chaotischen Gestein.

Dem vorigen ähnliche, aber kleinere, 1–2 cm. grosse, etwas bimssteinig gebaute porphyrische Gesteinsstücke enthält ein anderer gelblicher, gleichfalls sehr löcheriger Tuff, unter dessen porphyrischen Mineralien man ausser *Feldspat* und *Quarz* bei sorgfältiger Untersuchung etwas *Biotit* und *Amphibol* finden kann. Unter dem Mikroskop kann man sehen, dass der gelblichere Teil des Gesteines gleichfalls Mineraltuff ist. Unter den 100 μ grossen, braune Glaseinschlüsse enthaltenden Feldspäten habe ich *Andesin* und *Labrador*bruchstücke von fleckiger Struktur bestimmt. Ausserdem kommen *Quarz*, *Biotit* und im bimssteinigen Teil spärlich auch *Amphibol* vor. In dem lange Bimssteinfäden enthaltenden Teil gibt es auch 7 μ dicke und bis 150 μ Länge verfolgbare amorphe Glasstreifen zwischen denen grünbraune, zu Fasern von positivem Charakter umkristallisierte tonige Streifen von viel bedeutenderer Breite vorkommen. Diese grünlich braunen Teile verbreitern sich stellenweise zu optisch positiven Sphärolithen. Weiterhin kommt in diesem Gestein *Quarzin* mit Radialstruktur und positivem Charakter und zwischen den fremden Tonpartien glimmerreiche Sandsteinbrocken vor.

In einer dritten von Surló stammenden Breccie, deren Grundmasse gleichfalls von Limonit gefärbter Mineraltuff ist, sehen wir dichte Tuffstücke bis zu 8 cm Länge, weniger Sandstein und schwarze

Schieferstücke. Secundäre Chalcidon- und Calcitadern durchziehen dieses Gestein. Auch bei mikroskopischer Untersuchung ist es der auffälligste neue Zug den vorigen Gesteinen gegenüber, dass calcitische Ausscheidungen die ursprüngliche Tuffbindemasse ersetzen. Unter den vorherrschenden Plagioklassen habe ich nach der „a“ Achse säulig ausgebildeten Andesin-Oligoklas ($Ab^3 An^1$) mit polysynthetischer Albit- und Periklinzwillingsbildung bestimmt. Der Querschnitt der Feldspatsäulen ist ein, von den Flächen (001) und (010) gebildetes Quadrat, mit etwa 1 mm Seitenlänge, in die sich den Spaltrissen entlang Calcit eindringt. Der unversehrt gebliebene vulkanische Quarz zeigt die regelmässige, sog. Bipiramidenform mit abgerundeten Kanten und enthält mitunter 12 μ grosse und kleinere Glaseinschlüsse von negativer Kristallform. Auch hier kommen neben in Limonit übergehendem Biotit, grünlichbraune Amphibolbrocken, ferner Magnetit und Apatiteinschlüsse vor. Ein in den Schliff geratener, 2.5 mm. grosser quarzdioritporphyritartiger Daciteinschluss enthält einen 600 μ langen porphyrischen Plagioklas. Die Grundmasse ist ganz umkristallisiert und besteht im Wesentlichen teils aus Haufen körnigen Quarzes, teils aus sehr schief auslöschenden Plagioklasleisten, zwischen denen auch wenig grüner Chlorit vorkommt. Das schwarze, wie Tonschiefer aussehende Breccienstück erwies sich unter dem Mikroskop als quarzreicher, färbiger, limonitischer Tonschiefer, in dem nur die grössten Quarzkörner eine Länge von 40 μ erreichen. Der geringe Feldspat hat kaolinische Diagenese erlitten. Muskorit ist noch weniger, als Feldspat vorhanden. Der tonige Teil ist hier umkristallisiert und ausser verkohlten Pflanzenteilen kommen hier rote, sporenartige, schnur- und traubenartige Gruppen vor.

Das folgende untersuchte Gestein ist eine der vorigen ähnliche von Limonit gefärbte, verwitterte, jedoch kleinere Gesteinstücke enthaltende Breccie, die sich unter dem Mikroskop als etwa zur Hälfte aus Calcit bestehend erweist. Derselbe hält die 1 μ grossen und kleinern Plagioklasbruchstücke, unter denen Labradorit, ferner Quarz, und mehre, verschiedenartig ausgebildete eruptive Gesteinsbrocken zusammen. Der porphyrische Feldspat ist Andesin, die umkristallisierte Grundmasse jedoch enthält kleine Feldspatnadeln und limonitische Punkte. An andern Stellen gruppiert sich die Grundmasse zu Haufen von schief auslöschendem, strahligem Feldspat. Ausserdem finden sich darin Quarz enthaltende eruptive Gesteinstücke, mit optisch negativen Sphärolithen und fortwachsenden Feldspatmikrolithen, mit verwachsenen Konturen.

Von diesen unterscheidet sich wesentlich ein anderer hierher gehöriger, 8 mm grosser Bimsstein- und andere Gesteinstücke enthaltender, breccienartiger Mineraltuff. Unter dem Mikroskop erscheint der grösste Teil des Gesteines, als Haufen fast granitisch aussehender Dacitmineralien. Die meist zonaren, Glaseinschlüsse von negativer Kristallform enthaltenden *Plagioklase*, mit Albit- und Periklinzwillingsbildung sind ca 2 mm. gross. Der innere Kern ist abgerundet und von stärkerer Lichtbrechung, wie der von scharfen Flächen umgrenzte äussere Teil. Der innere Teil ist *Labradorit* ($Ab_1 An_1$), dagegen der äussere *Andesin* ($Ab_3 An_2$) sogar *Oligoklasandesin* ($Ab_3 An_1$). Vulkanischer *Quarz* ist ziemlich viel vorhanden, ferner mitunter stark zusammen gedrückter, oder Zirkoneinschlüsse enthaltender *Biotit*. Auch bräunlichgrüne *Amphibol*trümmer mit Limonitrand, weiterhin *Magnetit* kommt vor. In diesem Gestein finden sich auch Bimssteinbruchstücke, weiterhin 2 mm. grosse, optisch positive Sphärolithe enthaltende Gesteinsstücke mit grossen *Biotiten*, rot gefärbten starren Trichiten und 70 μ langen aufgeblasenen perlsehnurartigen Kristalliten. Aber es finden sich darin auch andere mikrogranitische eruptive, sowie nicht eruptive Gesteinsstückchen mit undulös auslöschendem *Quarz*, *Muskorit* *Feldspat*. Der nicht eruptive Teil ist jedoch neben der sehr abwechslungsreichen eruptiven Masse verschwindend klein.

In dem Dünnschliff eines andern, 1 cm. grosse, verschiedene Breccienstücke enthaltenden Gesteines mit starkem Tongeruch findet man fast ausschliesslich Mineralien und Gesteinsstücke. So sind sehr zahlreich kleine, vulkanische, 1 mm. dicke *Feldspäte* mit Zonen und Bruchstücke derselben vorhanden, die nach der „a“-Achse gestreckt, mehrere mm Länge erreichen. Der innere Kern derselben ist *Labradorit* ($Ab_1 An_1$) die äusser Hülle *Andesin* ($Ab_3 An_2$) und *Andesin oligoklas* ($Ab_2 An_1$) die polysynthetische Albit und Periklinzwillinge bilden. Die vulkanischen *Quarzkörner* mit Glaseinschlüssen erreichen darin eine Länge von 1.5 mm. Der *Biotit* ist rot gefärbt und enthält winzige Labradoriteinschlüsse. Kleine *Quarzkörner* und *Feldspatmikrolithe* enthaltende, von Limonit durchsetzte eruptive Brocken, ferner der Länge nach optisch positive, verwobene *Quarzfaseren* und *Chalcedon* kommen vor. Auch finden sich alte *Quarzeinschlüsse* mit verwitterten *Feldspäten* in 4 mm Grösse. Die ursprüngliche Glasmasse ist ganz in Calcit übergegangen.

Wenn auch nicht mit freiem Auge, um so mehr unter dem Mikroskop ähnelt dem vorigen das folgende hierher gehörige untersuchte Gestein, indem *Tuffkugeln* von 14 mm. Durchmesser vorkom-

men. Auf Grund von derartigen Tuffkugeln die auch im Zusammenhang mit dem Ausbruch des Vesuv im Jahre 1906 in Folge von Regentropfen entstanden, muss man diese Tuffe für das Ergebnis einer Ablagerung auf dem Festlande halten. Dies Gestein ist sosehr Mineraltuff, dass der Dünnschliff stellenweise gradezu einen granitischen Eindruck hervorruft. Unter seinen vielen schönen Feldspäten habe ich das schönste Beispiel für isomorphizonige Struktur gesehen, insoweit als der innerste kleine Kern *Labradorit-bytownit* ist, auf den eine dicke *Andesin* sodann eine *Andesin-labradorit*- und hierauf eine *Oligoklashülle* folgt und den mächtigen Kristallkörper ganz aussen noch eine dünne Schicht *Oligoklasalbit* bedeckt.

Innerhalb dieses allgemeinen Bildes kann man mit starker Vergrösserung sehr viele interessante, kleine Einzelheiten an dem sehr schönen zonaren Feldspat beobachten, namentlich mehrfache Wiederholung dünner *Andesinlabradoreschichten*, sodann eine Zone aus verschiedenen auslöschenden Schichten, die die Grenze zwischen der rechten und linken (+) Auslöschung bildet. Ausserdem gibt es noch rückläufige Auslöschung mit dünnen *Andesin*- und *Oligoklas*zonen. Die äussern Zonen sind jedoch im Allgemeinen einheitlicher wie die innern, welche letztere dünn und dicht mit einander abwechseln. Was die Kristallform dieser zonaren Feldspäte betrifft, sind an den beiden innern Arten nur die Flächen (001) und (201), an den äussern jedoch auch die die Ecken derselben abstumpfende Fläche (101) vorhanden. Der grosse Unterschied zwischen dem innern Kern und dem äussern Teil zeigt sich auch in der Doppelbrechung, insoweit als die Polarisationsfarbe des innern Teiles hellgelb, die des äussern grau ist. Über den vulkanischen *Quarz* ist nichts neues zu sagen. Manche Individuen sind mit optisch positiven Sphärolithen verklebt. Ausser Biotit kommen einige kleine, grünbraune Amphibole mit Feldspateinschlüssen, ferner Magnetit und stellenweise bimssteinige, zu optisch negativen Fasern umkristallisierte Glasstücke vor. Auch andere eruptive Brocken, namentlich 1½ mm. grosse, an Feldspatleisten reiche, andesitartige Grundmasse, 3 mm. grosse Mikrogranittrümmer, sowie in sehr geringer Menge, ältere 100 µ grosse *Muskorit*fäden neben Quarzsand, weiterhin sekundäre Verkalkung, kommen in diesem Gestein vor. Die eingeschlossenen Tuffkugeln erwiesen sich unter dem Mikroskop als feinerer Glastuff, in dem ziemlich viele sichel-, geweih-, keil-, ziegel- u. s. w. förmige, zersprengte Glasbruchstücke (100—200 µ), weiterhin selten 300 µ grosse Bimssteintrümmer in wirrer Lage in Haufen feinerer, glasiger Gebilde eingebettet sind, in welchen sich nur wenig grünliche

Tongebilde, stellenweise 10 μ grosse Mineralkörner finden. Vereinzelt kommt auch *Feldspat* bis 200 μ Grösse, mit Glaseinschlüssen, ferner *Biotit*-, *Zirkon*-, *Apatit*- und *Amphibol*trümmer, andesitartige Grundmasse und ziemlich viele, gleichmässig verstreute, zersetzte, limonitische Überreste färbiger Mineralien vor. Nicht vulkanisches Material: vereinzelt 100 μ lange Muskovitfäden, sehr selten kaolinisierte Feldspatbrocken gibt es hier nur sehr wenig. Kalkige Bildungen fehlen.

In einem andern, mit freiem Auge betrachtet dem vorigen ähnlichen Gestein fanden sich ausser dem Material des in den vorigen Gesteinen kennen gelernten Mineraltuff unter dem Mikroskop 4 mm. grosse und grössere Sandsteinstücke, die von 20—100 μ grossen Quarzindividuen gebildet werden, mit glimmerig umkristallisierender, toniger Bindemasse, limonitischen und tonigen Partien. Ausserdem kommen feinkörniger und porphyrischer Sandstein mit sehr kleinem, kalkigem, tonigem Bindemittel, ferner verwitterte eruptive Trümmer, serpentinisierte Partien optisch positive, sowie negative Sphärolithe vor. Selten finden sich schöne, grosse Quarzinfasern und in diesen auch Kalkausscheidungen. Sehr schöne Chalcedon- und Quarzbildungen sind in einem andern, dichten, kalkigen, durch Limonit gefärbten Gestein in einer 5 mm. breiten Spalte ausgeschieden. Als letztes Produkt der Ausscheidung kann man im Innern der hellblauen Einkrustung, in den stellenweise zurückgebliebenen Hohlräumen kleine Quarzkristalle von unvollständiger Gestalt schon mit der Handlupe wahrnehmen. Es scheint, dass in diesen an Stelle der Kieselsäure der Tuffmasse Calciumkarbonat tritt und die ausgeschiedene Kieselsäure in den Hohlräumen die schönen Quarzgebilde zu stande bringt. Eine ähnliche Substitution habe ich auch in Kolozs in dem Steinbruch der kath. Kirche gesehen. Die Kalkkörner sind 2—4 μ klein. Vereinzelt kommen auch rote Kügelchen von offenbar organischer Abstammung vor. Zwischen den Neubildungen der Kieselsäure findet man auch schöne lutecitartige, an Flügel, Federn, Achsen und Segel erinnernde Fasergespinnste, die die erste vorherrschende Füllmasse der Hohlräume bilden.

Ganz innen sind Kristallhaufen von Quarz, in der dünnen Übergangszone jedoch einesteils Chalcedon-, anderesteils Quarzinfasern vorhanden, der Chalcedon in der Richtung ε des Quarz, der Quarzin aber in der Richtung ω gelagert. Diese Gebilde ähneln denjenigen sehr, die Dr. ERNST BALOGH im 1. Band, 1. Heft dieser Zeitschrift aus den bituminösen Kalksteinen des Siebenbürger Beckens eingehend beschrieben und in Abbildungen vorgeführt hat.

Der nächste untersuchte Tuff unterscheidet sich mit freiem Auge betrachtet wesentlich von den vorigen, insoweit als dieses Gestein nicht brecciös, sondern ein 1 mm. grosse Brocken von Dacit-mineralien, Glas und Gestein enthaltendes, mit dunkleren Punkten gesprenkeltes weisses, stellenweise rot gefärbtes Gestein ist. Dieser Mineraltuff wird geschichtet durch eine starre, dazwischen geschaltete, 10 mm. dicke, viel dichtere und weissere Tuffschicht. Unter dem Mikroskop sieht man, dass darin die z. T. umgewandelte Tuffmasse vorwaltet, worin auch Bimssteinstücke von mehr als 1 mm. Grösse zu erkennen sind. Die Masse dieses Gesteines ist zum Teil in grünlichbraunen Partien zu strahligen, faserigen, optisch positiven, sphärolithischen Gebilden umgewandelt. Auch in den Röhren des Bimssteines erscheinen stellenweise solche grünliche, optisch positive Fasern. Dazwischen sind grössere und kleinere, vorwiegend Feldspat- und andere Dacitmineraltrümmer, unregelmässig verstreut. Unter den Feldspäten habe ich *Labradorit* und *Andesin-Oligoklas* bestimmt. In manchen grossen zonaren Feldspäten gibt es ausser den Glas- auch *Biotiteinschlüsse*. Der *Quarz* ist zum Teil 100 μ gross und vulkanischer Herkunft, zum Teil wenig, kleinerer, 50 μ grosser alter zerquetschter Quarz. Diese umgeben manchmal faserige, optisch positive, neue Gebilde, deren Fasern teilweise mit dem alten Quarz verschmelzen. Es finden sich hier auch 200 μ grosse und stark gefaltete oder zerfaserte, aber zweifellos zum Dacit gehörige, kleine *Biotitblättchen*, sowie mehrere, kleine, gruppenweise auftretende, grünlichbraune *Amphiboltrümmer* (γ =dunkel bräunlichgrün, β =grünlichbraun, α =grünlichgelb), weiterhin wenig Magnetitkörner. Ausser diesen, zu der stark vorherrschenden, einheitlichen Eruption gehörigen Teilen sind darin aus dem durchbrochenen Krustenteil stammende, sehr wenig, $\frac{3}{4}$ mm. grosse und kleinere sericitische, wenig Quarz enthaltende Partien von Tonschiefer, ferner 1 mm. grosse und kleinere, verschieden ausgebildete Sandsteinkörner mit kieseligem Bindemittel und sehr selten Muskovit. Dies ist also ein ziemlich reines vulkanisches, klastisches Sediment, bei dem das Fallen 1 mm. grosser Körner schnell nach einander mit einem solchen von $\frac{1}{10}$ mm. grossen Körnern abwechselte. Die Quarzgebilde sind aber sicher Produkte hydrothormaler Tätigkeit.

Ausser dem bisher behandelten feinem und gröbern, z. T. brecciösen Mineraltuff des Surlódomb habe ich von hier einen, mit freiem Auge betrachtet gelblichen, verwittert scheinenden, einförmigen Tuff untersucht, der vorherrschend aus verklebter, amorpher, nur stellenweise in beginnender Umkristallisation befindlicher Glas-

masse besteht, in der nur sehr wenig Dacitmineraltrümmer, hauptsächlich *Feldspat* bis zu $140\ \mu$ Grösse, *Quarz*, ferner *Quarzin* bis $150\ \mu$, $60\ \mu$ lange *Biotit*fäden unregelmässig verstreut sind. Nur stellenweise kann man fädige, biegsame, verwitterte Bimssteingebilde erkennen. Auch kleine, grünlichgraue körnige Tonteilchen sind selten; kalkige Bildungen jedoch, sowie Muskovit fehlen. Auch dieses Gestein ist so beschaffen, wie diejenigen, die wir in dem südwestlich gelegenen Antiklinalenzug kennen gelernt haben. Noch mehr ähnelt dem feinsten porzellanartigen Tuff des Antiklinalenteiles westlich von Kötelend der von hier untersuchte, letzte, leichte, feinkörnige graue Tuff. Unter dem Mikroskop erweist er sich als ausserordentlich feiner, ursprünglich aus etwa $25\ \mu$ grossen Bruchstücken bestehender, aber nachträglich zu einer amorphen, lockeren Masse verschmolzener Tuff, in dem sich wenig $20\text{--}30\ \mu$ grosse Tonteile, spärlich $10\ \mu$ grosse Glimmerflaumen, chloritische Schuppen und optisch positive Sphärolithbruchstücke vorfinden. Am Verlaufe sekundärer Spalten ist spärliche Kalkausscheidung und glimmerige, tonige Umkristallisation erfolgt.

Hieraus ist ersichtlich, dass auf dem Visaer Surlódomb die klastischen Gesteine, grade so wie an den übrigen Ausbruchsstellen: dem Kolozser Farkasap oder der Umgegend der Kolozsvärer Hója ausserordentlich abwechslungsreich und verhältnismässig sehr rein sind. Dies waren Meeresufer, wo während den einzelnen Phasen der Eruption nicht viel fremdes Material abgelagert wurde und daher die Tuffe verschiedener Schichten zusammentreffen. Unter den ausgeworfenen Gesteinstteilen sind ausser dem eruptiven Material, verschiedenen Sandsteinen und kleinen tonigen Gesteinsbrocken, schwarze Tonschiefer vorhanden, welche zeigen, dass die Eruption durch derartige ältere Krustenteile hindurch erfolgt ist.

Auch am Nordabhang des von Kötelend nördlich gelegenen Hügels fand ich solchen Tuff, der nicht nur mit seiner auffallenden Reinheit, sondern auch mit seinen Quarzneubildungen sehr an einzelne Gesteine des Visaer Ausbruchszentrums erinnerte. Ein solcher ist ein grösserkörniger Bimssteintuff, in dem nur wenig Mineralkörner sind, der aber kieselig umkristallisiert. In einem andern machen die etwa $\frac{1}{2}$ mm. grossen vulkanischen zonaren *Plagioklase* und *Quarz* nur ungef. $\frac{1}{10}$ des Gesteines aus. Selten kommt auch alter, zerdrückter Quarz vor. Die Bimssteinbrocken beginnen an den Rändern zu verkalken, aber anderseits beginnen auch die Fasern kieselig umzukristallisieren. Ein anderer von hier stammender, aber feinkörniger Tuff ist gleichfalls sehr rein, aber auch hier gibt es $50\ \mu$

grosse optisch positive, mit schwarzem Kreuz auslöschende, faserige Kieselsphärokristalle am Rande der Hohlräume, weiterhin kleine Tridymithildungen, andererseits beginnt er stellenweise in Kaolin überzugehen. Sehr selten kommt grüner Amphibol und zerdrückter Quarz darin vor. Ich habe von hier auch einen verkalkten, geschichteten, grauen, dichten Tuff untersucht, in dem einzelne unversehrt gebliebene, bis 30 μ lange, 40 μ breite, weisse Glasfäden, ferner weisse Bimssteinfäden zeigen, dass er ursprünglich ein loser Tuff war. Die vulkanischen Mineralien sind darin meist etwa 150 μ lang, aber es findet sich auch $\frac{1}{3}$ mm. grosser Feldspat, mit braunen Glaseinschlüssen, worunter ich *Andesin*, *Labradorit* und *Oligoklas-Andesin* bestimmt habe. Ausser den braunen Biotitblättchen und -flaumen, kommen hier 90 μ grosse, quergebrosene Amphibolsäulensplitter, weiterhin Magnetit und vulkanischer Quarz vor. Undulös auslöschenden alten Quarz habe ich nur in einem Exemplar gefunden. Aber es finden sich verschiedene eruptive Gesteinsbrocken: braune Glaseinschlüsse, kristallitreiche Grundmassenbrocken und gelblich braunes, von Trichiten streifiges Glas.

Wenn wir nun die am Ostrande gelegenen Tuffzüge mit den Gesteinen der Visaer Ausbruchsstelle in stratigraphischer und tektonischer Beziehung in Übereinstimmung bringen wollen, so müssen wir in Betracht ziehen, dass die ausserordentlich abwechslungsreichen Gesteine des Visaer Eruptionszentrums, unter denen sich ähnliche Gebilde finden, wie die durch Regentropfen verklebten Tuffkugeln des Vesuv, wenigstens zum Teil auf *Festland gefallene* klastische vulkanische Produkte sind. Die mit dem Visaer Mineraltuff übereinstimmenden gröbern Tuffschichten können über die Visaer reform. Kirche hinaus auf dem Gebiete nördlich von Köteland verfolgt werden. Westlich und südlich von Köteland sind sie jedoch anstehend nicht bekannt. Diese tiefsten Tuffschichten, die an der Ausbruchsstelle, dem Visaer Surlódomb tiefer liegen, wie die benachbarten zu einem höhern Niveau gehörigen Tuffschichten sind also später zusammengestürzt und abgesunken.

Während für die untere Tuffschicht der fast ganz aus Dacitmaterial bestehende untere gröbere Mineraltuff sehr charakteristisch ist, so dass man auf Grund hiervon diese Serie leicht von den höher gelegenen unterscheiden kann, sind die Schichten der obern Serien, hauptsächlich von der Ausbruchsstelle entlegen, in der Umgebung des Méneshágó oder K.-Korpád — sehr ähnlich, in Folge dessen kann man die Schichtenreihe aus einzelnen Stücken nicht erkennen, es sind also für deren Horizont und Tektonik verschiedene Ausle-

gungen möglich. Im Ostflügel der sehr zusammengedrückten und verdeckten Kolozser Falte habe ich den zum dritten Tuffhorizont gehörenden Tuff nicht mit Sicherheit erkannt, daher ist die Annahme möglich, dass der Tuffzug Korpád—Visa der III. Tuffhorizont ist. Diese Bedenken verschwinden aber, wenn man die von dem Korpáder und Méneshágóer Tuffgebiet westlich gelegene tufflose Hügelreihe begelit und sich überzeugt, dass in den südlichen Brüchen der 410 m. hohen Zsigyikhügelreihe die mergeligen, sandigen Schichten am Fusse unter 60°, weiter oben aber unter 40° nach O einfallen, dass wir es hier also mit der eintönigen, tufflosen Reihe der nach W zu überschobenen Synklinale zu tun haben. Wir müssen also den K.-Korpáder grossen zusammenhängenden Tuffzug für den westlichen zurückgebogenen Flügel der auf die Kolozs-Kötelender, westlich überschobene Antiklinale folgenden, gleichfalls westlich überschobenen schiefen Falte ansehen, die ein grösserer Bruch von den tafelförmig gelagerten Schichten des Magyarozuges trennt. Der Korpád—Kötelender Zug gehört also aller Wahrscheinlichkeit nach zu der über dem groben Tuff folgenden (II.) Tuffschicht, welche als herrschende Schicht auch in der Kolozser Falte eine Rolle spielt. Die auch sonst schwach gefaltete dritte Tuffreihe ist, wie es scheint, vom Gipfel der emporgehobenen Deckenausfüllung ganz verschwunden.

XII. Zusammenfassung der wichtigern Ergebnisse und der sich ergebenden Schlüsse.

Meine Untersuchungen beziehen sich zum grössten Teil auf von mir persönlich oder unter meiner Leitung gesammeltes Material, dessen Vorkommen ich möglichst genau beobachtet habe. Dies Gebiet ist geologisch nicht anziehend, was auch daraus hervorgeht, dass es auf unserer geologischen Karte auf dem Tordaer Blatt als „Salzton“, auf dem Kolozsvärer jedoch als „schieferiger Tegel mit Zwischenlagen von Sandstein, Dacittuff und Kochsalz“ auf dem ganzen grossen Gebiet mit gleichförmiger Farbe bezeichnet ist, im Ganzen mit 8 Dacittuffvorkommen, deren Richtung und Mass der Wirklichkeit nicht entsprechen. Meine Untersuchungen sind zum grössten Teil petrographische, bezw. mikroskopische, da sie sich überwiegend auf solch feinkörnige Gesteine beziehen, an denen man auf Grund der Untersuchung mit freiem Auge mehr nur Annahmen machen, als sicheres feststellen kann. Aus diesem geht hervor, dass auf diesem Gebiet ausser dem gewöhnlichen, schon seit lange be-

kannten Dacittuff untergeordnet auch Andesittuff und zwar vorwiegend Amphibolandesittuff vorkommt. Die Dacittuffe bestehen zum grössten Teil aus stark aufgeblasenen Bimssteinstücken, die entweder allein, oder öfter mit reinen, dichten Glasstücken und Bruchstücken von Dacitmineralien zusammen das Gestein bilden. Neben diesen vorherrschenden, im Wesentlichen als *Glastuffe* benennbaren Gebilden spielen diejenigen Tuffe, in denen wenigstens so viel, oder mehr Dacitmineralien, wie glasige Gebilde vorhanden sind, die ich als *Mineraltuffe* bezeichnet habe, eine untergeordnete Rolle.

Ausser diesen Bestandteilen, die zweifellos als das Material der zur Zeit der Ablagerung der betreffenden Tuffschicht tätig gewesen Vulkane zu erkennen sind, finden wir, wenn auch in untergeordneter Menge, aber ziemlich häufig in diesen Tuffen und zwar hauptsächlich in den tiefern Schichten derselben andere eruptive Trümmer, namentlich kleine Grundmassenbrocken, in denen namentlich die schiefe Auslöschung der *Plagioklasnadeln* auf einen andesitischen, vulkanischen Bestandteil, basischer als die der Dacite, schliessen lässt. Diese scheinen sosehr vom Dacitmaterial getrennt zu sein, dass man sie für das Produkt einer den Daciten vorhergehenden besondern Eruption halten muss. Aus dem häufigen Vorkommen derselben auf dem ganzen Gebiete folgere ich, dass diese vor dem Ausbruch der Dacittuffe als effusive Produkte an der Oberfläche vorkommen, dass also die spätern Daciteruptionen sie vernichtet haben, ähnlich wie der Krakatau und der Santorin ihre ersten Ausbruchprodukte zerstörten. Ausserdem kommen seltener porphyrische Mineralien enthaltende Dacitgesteinsbrocken mit mikrogranitischer oder sonstigen Grundmasse, sowie *Rhyolithstückerchen*, die der *Vlegyásza* angehören, in der herrschenden Dacittuffmasse vor.

Auf einem grossen Teil des untersuchten Gebietes findet man jedoch nicht nur solche zersprengte, klasmatische vulkanische Gebilde, sondern ausser dem Material der Dacitvulkane nehmen in grösserer oder geringerer Menge die Gesteinsbrocken älterer Rindenteile am Aufbau der Tuffschichten Anteil. So entsteht eine fast unbeschreibliche Serie verschiedener Mischgesteine, in denen zusammen mit dem Dacittuffmaterial einerseits aus dem kristallinen Schiefergebirge stammende Mineralien, hauptsächlich zerdrückter *Quarz*, *Muskovit*, *Biotit*, alter *Feldspat* und *Turmalin*, andererseits Trümmer der tertiären, der Tufferuption vorhergehenden tonigen, mergeligen oder Kalksteinsedimente des Beckens am Aufbau des Gesteins sich beteiligen. Somit kann man sandige, tonige, mergelige

Tuffe, sowie tuffhaltigen Sand, Lehm, Mergel und Kalkstein unterscheiden.

Organische Überreste spielen in diesen tuffigen, gemischten Sedimenten eine sehr untergeordnete Rolle. Dieselben sind meist Globigerinen oder unbestimmbare Pflanzenreste. In einem Falle jedoch fand sich in dem Apahidaer Padurítasteinbruch nach Professor DR. TUZSON ein *Pinus tarnociensis* ähnlicher Tannenstamm. Bei sorgfältiger Untersuchung findet man jedoch auch sehr kleine Mikroorganismen, darunter nach der Meinung Prof. APÁTHY's pilzartige Zoogloen, deren genauere Bestimmung und geologische Verwertung eine Aufgabe der Zukunft ist. Als vorzügliches Material hierzu bietet sich am Rande des Beckens ein auf dem Gebiet Kolozsvár—Györgyfalva befindlicher, blättriger Mergel, aus organischem Schlamm entstandener *Sapropel*, in dem Diatomeen und andere Mikroorganismen reichlich vorkommen.

Die Dacittuffe sind in der Nähe der Ausbruchstellen grosskörniger. Die Feststellung der Ausbruchstellen ist ein neues und wichtiges vulkanologisches Ergebnis. Eine solche kann man genau auf dem Kolozser Farkascsup, sowie auf dem Visaer Surlódomb feststellen, dagegen kann man zwischen Kolozsvár und Szucság, auf diesem von den breiten Tälern des Szamos und Nádas stark durchfurchten Gebiet nur auf die Nähe der Ausbruchstelle hinweisen. Diese drei Ausbruchstellen sind unter ähnlichen Verhältnissen, namentlich an den drei Ecken des Kolozsvärer Beckens, am Rande entstanden. Auch diese Feststellung spricht gegen die alte Auffassung, nach der die Tuffe des Siebenbürger Beckens aus der Vlegyásza stammen. Diese Vulkane haben ihr Material in fast ausschliesslich kleine, meist unter 1 mm. grosse Stücke zersprengt, nur in der Nähe der Ausbruchstellen findet man auch grössere, eventuell einige cm. grosse Bruchstücke. Dies waren also am Meeresufer entstandene, zeitweise sicher auch unter Wasser geratene (im Meer versunkene), nach der Benennung von E. SUESS „phreatische“ Explosionsvulkane, die in ihrem Auswurfsmaterial zusammenhängendere eruptive Teile nur ausnahmsweise führen. Auch aus dem durchbrochenen Krustenteil sind kleinere und grössere, mergelige, sandige Gesteinsstücke eruptiven und sedimentären Ursprungs ausgeworfen worden. Aus dem gröben Anfangsmaterial aller drei Ausbrüche, aus dem Mineraltuff müssen wir schliessen, dass die Explosionen anfangs am heftigsten waren. Ihre Stärke erreichte aber niemals die des grössten Explosionsvulkanes der historischen Ausbrüche, der Eruption des Krakatau im Jahre 1883.

Hiefür spricht nicht nur die geringere Dicke unserer Tuffschichten, sondern auch die geringere Korngrösse. Aus der eingehenden Beschreibung von VERBECK wissen wir nämlich, dass nach dem grossen abschliessenden Ausbruch des Krakatau vom 26—28-ten August sich in der Nähe der Ausbruchsstelle eine 40—60 m. dicke ausgeworfene saure Andesitmasse (mit 61—69% SiO_2) anhäufte, worunter sich auch 1 m³ betragende Stücke fanden. Die Siebenbürgische Eruption ähnelt dagegen mehr der einleitenden, vornehmlich in Mai des Jahres 1883 sich abspielenden Phase des Krakatauausbruches, die durchschnittlich $\frac{1}{2}$ mm. betragende, feine Tuffmasse, „Asche“ in der Nähe des Kraters lieferte.¹ Während sich hier also im Verlaufe der Eruption die Gewalt der Tätigkeit steigerte, wurde sie am Kolozsvärer Becken successive schwächer. Der durch die phreatischen Explosionen bedingte gemeinsame Zug beider Ausbrüche ist der, dass unter den Mineralien nur diejenigen der ersten Kristallisation auftreten und der grösste Teil der übrigen Masse zu Glas aufgeblasen wurde. Es scheint, dass hiermit die rasche chemische Änderung der Eruptivmasse beziehungsweise die Bildung sehr verschiedener Feldspatarten einhergeht. In dem 1883-er, andesitischen Produkt des Krakatau kommen nach VERBECK von Anorthit bis Albit alle Feldspatarten, ja sogar Sanidin vor. Auch die Feldspäte des in Rede stehenden Gebietes sind sehr zonenreich und die einzelnen Zonen gehören zu verschiedenen Arten: bei der Visuer Ausbruchsstelle wechseln in den aufeinander folgenden Zonen die Feldspäte von Labradorit-Bytownit bis Oligoklasalbit sehr schnell mit einander ab. Bemerkenswert ist auch, dass zusammen mit diesen Feldspäten *grüne Hornblende* erscheint, was — mit Rücksicht darauf, dass dieses Mineral in Gesteinen, die sich in grösserer Tiefe und unter grösserem Druck bilden, vorkommt — darauf deutet, dass das Magma, das diese Mineralien zu Stande brachte, ursprünglich aus grösserer Tiefe stammte. Auch die plötzliche Änderung der Feldspäte lässt auf den schnellen Wechsel der Entstehungsbedingungen und wohl nicht auf eine grosse Magmamasse schliessen. Im Verlaufe der Eruption warfen dann die phreatischen Vulkane des Kolozsvärer Beckens feinere und vielleicht gleichförmigere, sauerere Mag-

¹ R. D. M. Verbeek. Krakatau. I. Batavia 1885. p. 29. „Quoique le volcan fut déjà en activité depuis près de trois mois, l'épaisseur totale des matières vomies n'atteignait encore, à proximité immédiate du point d'éruption, que $\frac{1}{4}$ mètre (1 m. d'après l'ingénieur Schuurman). Quelle différence avec la puissante éruption postérieure, qui dans l'espace de quelques heures, à 15 kilomètres de distance du volcan, amoncela la cendre à une hauteur se chiffrant par dizaines de mètres!“

maprodukte aus. Nach dem ersten Eruptionscyclus (I.) erfolgte eine längere Ruhepause. Hierauf eine neue Eruption, die jedoch bereits nur feineres und saureres Material lieferte (II.). Hierauf erfolgte nach einer neuerlichen Pause die dritte, in ihrem Material der zweiten ähnliche Tuffexplosion (III.). Mit der ausgeblasenen vulkanischen Asche vermengte sich oft in grossem Masse das Material des nahen Festlandes, wahrscheinlich kleinerer oder grösserer Inseln, das dem trocknen, warmen Klima entsprechend teils durch Luftströmungen ins Meer gelangte.

Die drei Phasen dieser Ausbrüche scheinen im grossen Ganzen an allen drei Stellen übereinzustimmen. Die erste Phase begann wahrscheinlich am Ende des untern Miocän, die zweite in der Mitte des mittlern Miocän, die dritte jedoch nach dem Vorkommen von *Errilia podolica* zu Beginn des obern Miocän. Es scheint, dass die Visser Eruption die obere Tuffschicht des in der Nähe gelegenen und tafelförmig gelagerten Gebietes der Mezöség und in der Gegend von Mós den noch höhern, vielleicht bereits unter pannonische (pontische) Schichten gehörigen Tuff geliefert hat. Auf Grund hiervon erhalten also die verschiedenen Tuffschichten stratigraphische Bedeutung. Den grössten Wert besitzt in dieser Beziehung auf dem stark gefalteten Gebiet die unterste, biotit- und amphibolreiche *Dacit*mineraltuffschicht des I. Zuges. Daneben spielen in der Umgebung von Kolozs eine ähnliche, führende Rolle die mehr nur mikroskopisch erkennbaren Amphibol- und Pyroxenandesitmineraltuffe, jedoch ohne dass jeder Andesitmineraltuff den tiefsten Tuffhorizont bedeutete. Die II. und III. Schicht sind auf dem stark gefalteten Gebiet, wo Brüche und damit im Zusammenhang auch grössere Verschiebungen vorkommen, im Falle schlechter Aufschlüsse nicht von einander zu unterscheiden. In der Reihe dieser Schichten spielt in der Gegend Kolozsvár—Györgyfalva der im obern Tuffhorizont vorkommende feine kalkige Tuff oder tuffhaltige Kalk eine charakteristische Rolle.

Die verschiedengradige sekundäre Zusammenpressung und die ungleichmässige Quantität der zwischengelagerten Sedimente machen es schwierig, sogar unmöglich, die allgemeine Mächtigkeit der Schichten zwischen den einzelnen Tuffhorizonten zu beurteilen. Auf dem tafelförmigen Gebiet können wir jedoch zwischen der II. und III. Schicht in der Gegend des Lárgameierhofes etwa 120 m., zwischen der III. und IV. in der Gegend von Mezögyéres ebensoviel annehmen. Ausserdem findet man in der Nähe der Ausbruchstellen Chalcedonbildungen, oder in der Umgebung von Kolozsvár im Zu-

sammenhang mit der obersten Tuffschicht auf einem grössern Gebiet Opalbindemittel, welche auf bedeutendere Opalquellen, vielleicht auf Geysirtätigkeit, am Ende der vulkanischen Tätigkeit schliessen lassen. Über die Existenz der Geysire, die in der Umgebung von Kolozsvár auf dem von der Ausbruchsstelle östlich gelegenen Gebiet Kalkcarbonat abgelagert haben, kann ich mich auf Grund einiger Kalksteinblöcke, die aller Wahrscheinlichkeit nach als Überreste alter Geysirtrichter aufzufassen sind, bestimmter äussern. Diesen muss auch die Verkalkung einzelner Tuffschichten zugeschrieben werden. Andererseits kann die Verkalkung auch von Kalkausscheidungen, die sich in seichten Süzwasserbecken vollzogen, verursacht worden sein. Das Gebiet südöstlich von Kolozsvár, südlich vom Vértölgy, wo diese verkalkten Tuffe in grösster Ausdehnung und Dicke vorkommen, kann man vielleicht als die Depression des trocken gelegten Tuffgebietes auffassen. Die Verkalkung der obersten Tuffschichten können wir nicht als Ergebnis eines Vorganges im Meere auffassen, denn die den im Meerwasser vorwaltenden Chlorid- und Sulfatlösungen entsprechenden Kochsalz- und Gypsabscheidungen fehlen hier ganz. Aus den kontinentalen Gewässern scheiden sich bekanntlich mit Hilfe der Kohlensäure Kalkablagerungen, vorherrschend Calciumcarbonat in grosser Menge ab. Das steppenartige, trockne, warme Klima förderte diese Ausscheidung bedeutend. Dagegen ging die Verkalkung der tiefern Tuffschichten in der Nähe des Boser Salzbrunnen im Zusammenhang mit der Bildung von Ooliten und reichlicher Kochsalz- und Gypsabscheidung vor sich, ist also als maritimer Vorgang, als Halmyrogenbildung aufzufassen.

Hier wo wir im Zusammenhang mit dem Ausbruch der Gegend von Kolozsvár opalhaltige und kalkige, wässerige Ablagerungen neben einander sehen, erinnere ich mich des einzig schönen Geysirgebietes des Yellowstoneparkes der Vereinigten Staaten von Nordamerika, wo in Mitten kalkiger Kreidesedimente am Rande die Kalkablagerungen der Becken des herrlichen Geysir Mammoth hot springs und weiter drinnen im Eruptivgebiet die grosse Gruppe der Opalgeysire zu sehen sind. Bei dieser im Vergleich mit den amerikanischen Massen, ganz bescheidenen, kleinen vulkanischen Tätigkeit können wir wohl bei der Bewertung dieser Erscheinungen gleichfalls an ähnliche, im Untergrund vorhandene Gesteinsunterschiede denken. Die in den Tuffen des Südrandes so häufigen Kalkssteingerölle scheinen diese Auffassung zu bestätigen.

Die Richtung der intensivern, in dem dreieckigen Meeresbecken,

dessen Ecken von den eruptiven Centren bezeichnet werden, erfolgten Faltung war durch den Verlauf der Uferlinien des Beckens gegeben. Gegenüber der Faltung im Becken finden wir auf dem Gebiete ausserhalb desselben die Schichten in fast ganz horizontaler Lage, also in tafeliger Ausbildung.

Wenn wir den Grund der Faltung suchen, müssen wir in Betracht ziehen, dass aus den 3 Explosionstrichtern nicht nur über das Gebiet des Beckens, sondern auch darüber hinaus über ein sehr grosses Gebiet hin durchschnittlich eine 3—4 m. mächtige klastische Eruptivmasse ausgestreut wurde, also sich im Zusammenhang mit den Ausbrüchen eine sehr ansehnliche Massenumlagerung vollzog. Man muss ferner den bedeutenden Wärmeverlust bedenken, den dieser Teil der Kruste während den mächtigen Explosionen in verhältnismässig kurzer Zeit erlitt. Ich suche in diesen evidenten Erscheinungen den Grund für das Sinken des abgesonderten kleinen Beckens, das nach dem Zeugnis der in der Nähe der eruptiven Centren überall vorhandenen Salzquellen und des mächtigen Kolozser Salzkörpers zur Abscheidung einer grössern Kochsalzmasse und damit zusammen von Gyps geführt hat. In der Reihe der über der Kolozser kath. Kirche befindlichen Tuffschichten kommen abwechselnd auch dünne Gypsschichten vor, die keine Volumvergrösserung erkennen lassen, also sich höchst wahrscheinlich schon ursprünglich als Gyps und nicht als Anhydrit abgelagert haben. Mit Rücksicht darauf, dass der Anhydrit sich in einer Tiefe von wenigstens 100 m., bezw. unter wenigstens 10 Atmosphären Druck bildet, lassen die Gypsschichten auf eine Bildung in geringerer Tiefe, beziehungsweise unter geringerem Druck schliessen, was mit den dortigen Sandschichten und ihren Oolitbildungen im Einklang steht. Das Sinken kann also ein langsames, successives gewesen sein, auf welche Art sich auch DR. HUGÓ v. BÖCKH die Bildung des Siebenbürger Beckenes erklärt. Die wiederholt erwachte eruptive Tätigkeit, die an den 3 Endpunkten des Beckens, an den schwächsten Stellen, wo sich die tektonischen Linien schneiden, entstand, können wir auf die mechanischen Wirkungen, namentlich auf den auf dem Grunde des Beckens in der Tiefe vorhandenen Magmabehälter ausgeübten Druck zurückführen, der das Magma, zu dem durch die Spalten hindurch zeitweise auch das Meereswasser gelangen konnte, successive den am Rande befindlichen vulkanischen Öffnungen zuschob. Am Ende der Ausbrüche versanken auch diese Explosionskanäle, so dass gegenwärtig an jeder der 3 Ausbruchsstellen die entsprechenden Schichten tiefer liegen, als auf den benachbarten Gebieten. Am auf-

fälligsten ist der Niveauunterschied um das Kolozsvärer Centrum herum, wo er auf die oberste Tuffschicht bezogen zwischen dem der Hója und dem Szeli-seer Vorkommen 220 m. beträgt. Auch VERBECK hält um den Krater des Krakatau herum Sinken und nicht Auswurf des von der Oberfläche verschwundenen Materiales für wahrscheinlich, denn die an der Oberfläche vorhanden gewesene Basaltmasse fand er nicht in entsprechender Menge in dem ausgeworfenen Tuff. Auch östlich von dem eingesunkenen Festland auf dem Meeresboden wurde eine Senkung constatirt und dieser wird die riesige, vom Wellental bis zum Kamm 30 m. betragende Welle zugeschrieben, die an den nahen Küsten die furchtbarsten Verwüstungen anrichtete. Die Erklärung der Niveauveränderungen durch Senkungen entspricht überall, wo nicht fraglos eine Erhebung angenommen werden muss, meiner Ansicht nach viel mehr dem sich aus dem langsamen Auskühlen der Erde, dem auf ein kleineres Volumen Zusammenschrumpfen ergebenden allgemeinen Zug, wie die ewigen, oft masslosen Hebungen, mit denen viele Morphologen, oft mehr der Mode als einem natürlichen Bedürfnis folgend, operieren.

Auf Grund des Gesagten ist die Reihe der mit dem Tuffschutt zusammenhängenden Erscheinungen in dem von einer Unterseeschwelle und daraus hervorragenden Inseln begrenzten Becken die folgende. Im Becken ging anfangs eine *Senkung* und damit im Zusammenhang, in Folge des Verdampfens des lange Zeit hindurch einströmenden Meereswassers, Ausscheidung einer ansehnlichen Salzmasse vor sich. Im Verlaufe der Senkung und der tektonischen Veränderung des Beckenrandes begannen an den schwächsten Stellen, den Ecken die mit phreatischen Explosionen verbundenen *Tuffausstreunungen*, welche am heftigsten zu Beginn des Ausbruches, am Ende des untern Miocän waren. In der Mitte des Mittlern Miocän und zu Beginn des obern Miocän lebte die Tätigkeit derselben mit geringerer Kraft wieder auf, was mit der Bildung kieselsaurer Quellen und in der Umgebung von Kolozsvár mit dem Entstehen kleinerer, Kalk ablagernder *Geysire* endete. Mit der Auskühlung, dem Zusammenschrumpfen auf einen kleinern Raum erfolgte successive auch die Faltung des Beckenbodens. Bezüglich des Verlaufes der Faltung müssen wir aus den der Richtung des Randes folgenden Falten auf einen von dem starren Rand ausgehenden Druck schliessen, der zu der langsamen Erhebung des stark zusammengepressten Gebietes führte. Dies kann der Grund dafür sein, dass wir am südlichen Feleker, sowie am östlichen Visaer, Kolozskorpáder und vielleicht auch am nördlichen Rand die untern

sarmatischen Sedimente finden, wogegen ich im Innern des Beckens, vom Rande entfernter solche nicht kenne.

Zu der Annahme eines am Rande des Beckens sich erhebenden Festlandes hat mich die Beobachtung geführt, dass in der Nähe des Randes, in der Nachbarschaft der tuffhaltigen Salzablagerungen sehr viele, nicht nur aus dem Grundgebirge, sondern auch aus den tertiären Kalksedimenten stammende Brocken vorhanden sind. Es scheint also, dass sich in dem nicht gefalteten Rand unter den sarmatischen und tiefern miocänen Ablagerungen ein aus einem ältern Krustenteil stammender fester Grund befindet, der wenigstens teilweise schuld daran ist, dass dem Rande ein anderes Schicksal zuteil wurde wie dem Innern des Beckens, insoweit als er nicht sank, keine Salzablagerungen besitzt und sich nicht faltete. Die Faltung des Beckens zeigt in wesentlichen Zügen in so fern ein einheitliches Bild, als an allen drei eingehender untersuchten Seiten an den Rändern die schiefen Falten sich gegen das Innere des Beckens zu erheben und dass der Grad der Zusammenpressung am östlichen und westlichen Rand stärker ist als am südlichen und nördlichen. Bei Kolozskorpád haben wir zwei stark zusammengedrückte, unter dem Rand einfallende Falten kennen gelernt. Auch bei Kolozsvár haben ausser den gypsreichen Faltenteilen im Békás- und Cigánypatak am obern Ende des Centralfriedhof die grundlegenden grossen Erdarbeiten zu der geplanten Kapelle einen neuen, stark anschwellenden Faltenteil gut sichtbar gemacht, der die Erklärung zu den in meiner II. Veröffentlichung den Soldatenfriedhof betreffenden Angaben bietet.

Ein erwähnenswerter gemeinsamer Zug der Antiklinalen ist, dass in ihrem Verlauf sich sehr viel Tuffvorkommen finden, deren verschiedene Schichtengruppen oft nahe bei einander liegen. Aus der grössern Widerstandsfähigkeit des Tuff folgt, dass die Antiklinalenachsen gewöhnlich durch die höchsten Hügel hindurch gehen. In den Zug derselben fallen weiterhin die Salzquellen, beziehungsweise die Salzkörper, ferner die eigentümlichen, schwellenden, schlammigen, oft salzigen Quellen der Gegend, die unter starkem Druck stehen und, da sie aus tiefern Schichten entspringen, im Winter nicht einfrieren.

Das Kolozsvärer Becken zeigt im kleinen das Bild des ganzen Siebenbürger Beckens. In Anbetracht der mächtigen eruptiven Tätigkeit, die vom Ende der Kreideperiode an bis zum Ende des Tertiär sich hier abgespielt hat, erscheint es zweifellos, dass in Folge des grossen Wärmeverlustes eine Verdichtung, Schrumpfung, Erstar-

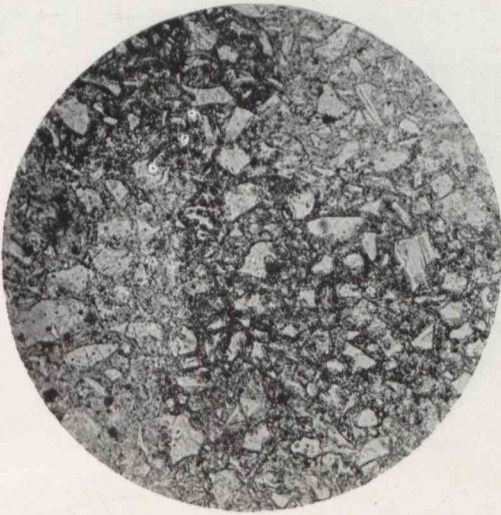
rung dieses Krustenteiles während dieser Zeit in hohen Masse erfolgen musste. Nicht nur die Antiklinalen des in Rede stehenden kleinen Beckens (siehe die Karte), sondern das von DR. BÖCKH zusammengestellte Bild der Antiklinalen des ganzen Siebenbürger Beckens zeigt, dass die Faltenzüge in viel grösserer Zahl in nord-südlicher, wie senkrecht darauf in ostwestlicher Richtung verlaufen. In dem kleinen Kolozsvärer Becken stehen den im Grossen und Ganzen nord-südlich gerichteten Falten nur die unbedeutende Vervölgyer Falte und die noch unbedeutenderen Szamosfalvaer und Apahidaer, ostwestlichen Krümmungen gegenüber. Ein ähnliches Bild zeigt das Siebenbürger Becken mit seinen zahlreichen, an den Enden sich scheinbar dem Rand anpassenden Antiklinalenzügen. In der Nähe der Südkarpaten erscheint ein ähnliches Bild auf Grund der letzten detaillierten Aufnahmsberichte des Obergeologen HALAVÁCS. Der herrschende Seitendruck fand also in westöstlicher Richtung statt, in dieser Richtung war die Zusammenpressung der Kruste grösser. Den Grund hiefür sehe ich darin, dass die eruptive Tätigkeit von Westen her, wo sie im Vlegyászazug schon in der obern Kreide begann, im Verlaufe des Tertiär immer mehr gegen Osten fortschritt, wo sie in der Hargita in der levantinischen Stufe ihren Höhepunkt erreichte.

Die tafelartig gebliebenen Tuffschichten am Rande des Kolozsvärer Beckens zeigen nur ganz sanftes Einfallen. Aus der Richtung dieses Einfallens können wir am Ostrand, zwischen Kalyán und Mezögyéres gegen die ostwestliche Linie zu gleichfalls auf einen nordsüdlichen, auch nach Ablagerung der sarmatischen Schichten anhaltenden Druck schliessen. In dieser Richtung kann vielleicht, durch eine Schwelle unter dem Meere verschlossen, ursprünglich der tiefste Kanal dieses kleinen Beckens gewesen sein. Dies war offenbar auch der einleitende Grund zur Bildung des gegenwärtigen Tales. Die Richtung der Antiklinalen hat an vielen Stellen die Entwicklung des gegenwärtigen Oberflächenrelief wesentlich beeinflusst. Das Vervölgy und zum Teil auch des Szamosstal haben sich offenbar im Wesentlichen in der Richtung der ostwestlichen Falten entwickelt. DR. GABRIEL STRÖMPL hat mit seinem hervorragenden morphologischen Sinn die „Randzone“ erkannt und deren südliche und nördliche Grenze ziemlich genau festgestellt; er unterschied sie vom Gebiete der „Salzgegend“ des Beckens. Auch beobachtete er, dass sich die Falten der letztern dem Randgebiet anpassen, ohne dass er den Verlauf der Falten im Einzelnen gekannt hätte (Bericht Seite 176—188). Eine den Morphologen interessierende Erscheinung ist

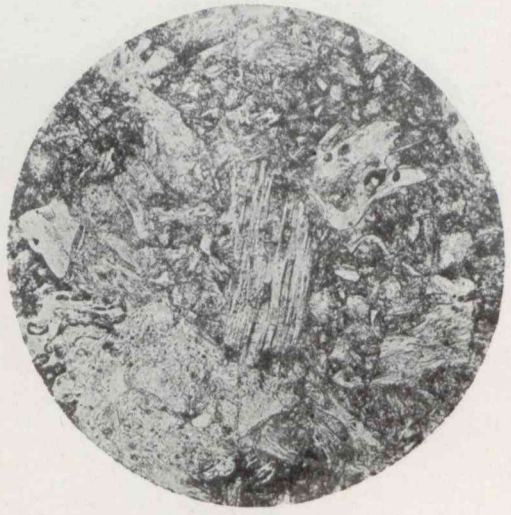
auch die, dass eine der auffälligsten, rezenten Reliefformen des Siebenbürger Beckens, die Bildung der aus abgerutschten, zerrissenen Krustenteilen entstandenen, jungen von Teichen umgebenen Hügel — wie auf dem in Rede stehenden Gebiet der Bárér Agyagdomb, ferner die Reihe von Brüchen oberhalb Bós — nicht mit den stark gefalteten, sondern den auf dem tafelförmigen Rand fast horizontal gelagerten Schichten im Zusammenhang steht.

Erklärung der I. und II. Tafel.

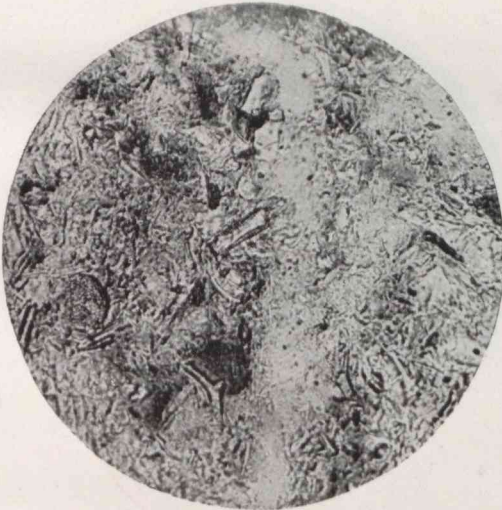
- I. 1. Verkalkter Tuff. Bis 40 μ grosse, wasserklare, z. T. fädige Bimssteinglassplitter in einen verkalkten, tonigen Teil eingebettet. Györgyfalva. Égett erdő. Gewöhnliches Licht, obere Einstellung. Vergr. 120-fach.
 - I. 2. Verkalkter Bimssteintuff, mit wenig zerdrücktem Quarz. Die grössern Bimssteinstücke ca. 250 μ lang. Szamosfalva. V. muratori. Gew. Licht. Vergr. 80-fach.
 - I. 3. Tuffmergel mit wenig 30 μ langen Glasfäden, dünnen Glimmerfetzen, Diatomeen und andern Pflanzenüberresten. Dezmér. Graben westlich unterhalb des staatlichen Meierhofes. Gew. Licht. Vergr. 380-fach.
 - I. 4. Tuffmergel. Etwa 60 μ grosse, am Rande umgewandelte Glassplitter, viele kleine Quarz- u. Kalkkörner reichlich enthaltender, umkristallisierter Ton mit $\frac{1}{3}$ mm. grossen Foraminiferen (Rotalia) ebendort. Gew. Licht. Vergr. 65-fach.
 - I. 5. Kalkiger Tuff. Bis 40 μ grosse Glassplitter in einem, feinkörnigen kalkigen Bindemittel. Westl. vom Vervölgy auf der Wasserscheide. Gew. Licht. Vergr. 207-fach.
 - I. 6. Dasselbe bei \perp Nikols in pol. Licht zur Demonstration der relativen Menge der isotropen Glasteile.
-
- II. 1. Amphibolandesitmineraltuff. Weisse, meist idiomorphe, z. T. zonare Plagioklaskristalle (Labradorit, Bytownit) mit Glaseinschlüssen; dunkle (in Wirklichkeit bräunlichgrüne) Amphibole; stark aufgeblasenes fädiges Glas. Györgyfalva. Hidpatak. Gew. Licht. Vergr. 26-fach.
 - II. 2. Dasselbe bei \perp Nikols in pol. Licht. zur Demonstration des Zonenbaues und der Zwillingsbildung der Feldspäte.
 - II. 3. Bimssteinige, fädige, aufgeblasene Glaspartie aus dem vorigen in gew. zerstreutem Licht. Vergr. 245-fach. Das dunkle Mineral ist Amphibol. Unten ein Limonitfleck.
 - II. 4. Bis 40 μ grosse Glassplitter, wenig Chlorit und schwarze Punkte enthaltender grüner Ton. Györgyfalva. Hidpatak. In gw. zerstreutem Licht bei tiefer Einstellung. Vergr. 365-fach.
 - II. 5. Lehmiger Dacittuff. Dünne, wasserklare $\frac{1}{3}$ mm. grosse, z. T. verzweigte Glasfäden, gelbliche Bimssteinstückchen und Querschnitte glasiger Röhren in einem umkristallisierenden, bräunlichen, schaumig-, lehmigen Teil, in dem auch wenig 25 μ grosser zerquetschter Quarz und Glimmerfäden vorhanden sind. Kolozsvár, oberer Teil des Pleeska-Grabon. Gew. Licht. Vergr. 20-fach.
 - II. 6. In Quarz übergelender, aus Lutecinfasern verwobener Quarzin (unten), der in Quarz übergeht, grade so wie auch der straussefederartige Chalcedon (oben links), in Mergel. Vise, Surlódomb. Bei \perp Nikols Vergr. 40-fach.
-



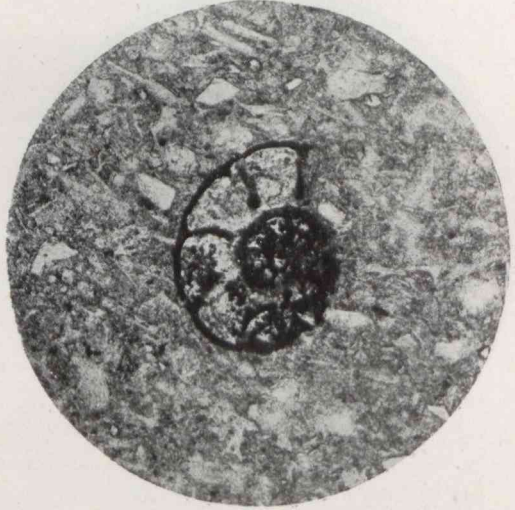
1



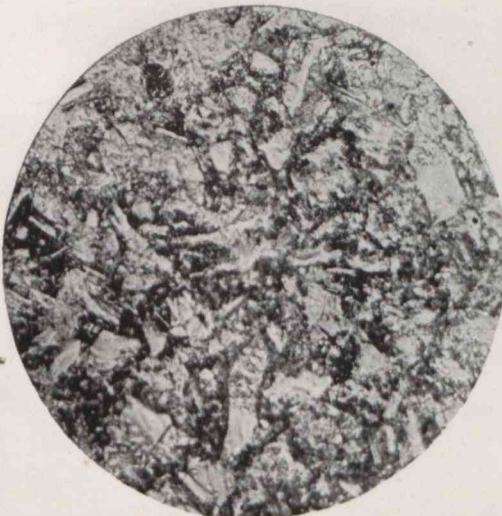
2



3



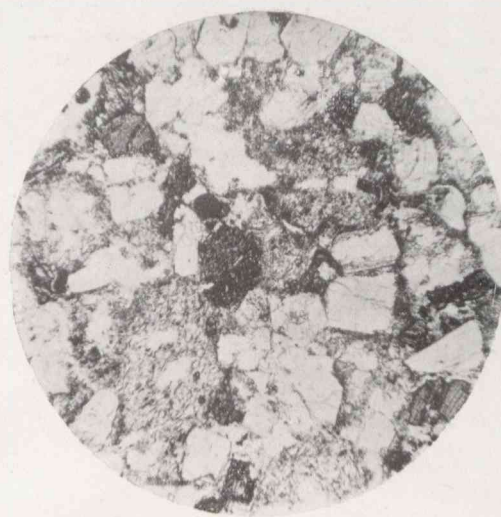
4



5



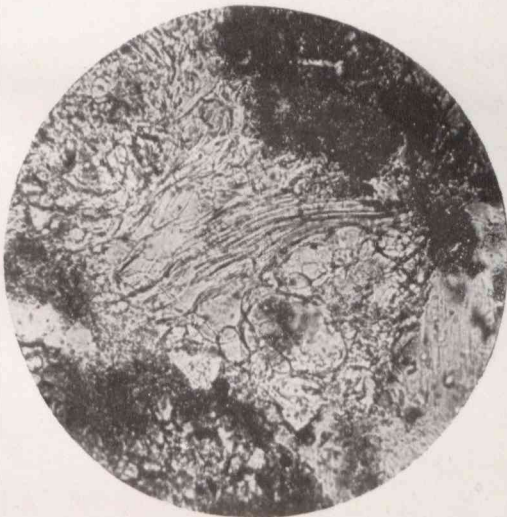
6



1



2



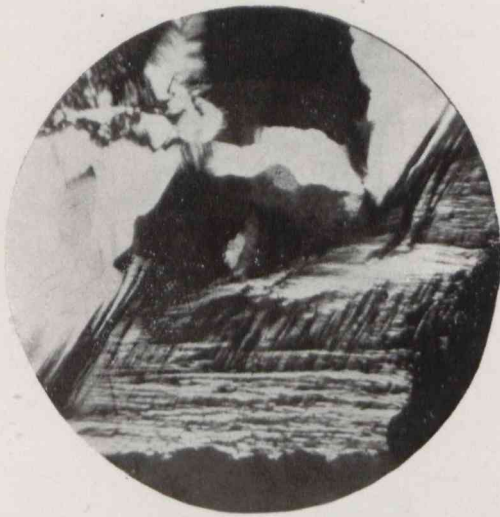
3



4



5



6

Inhaltsverzeichnis:

	Seite
I. Der Kolozsvärer Nagyszopor und seine Umgebung. Die Antiklinale Nagyszopor—Szamosfalva	106
Die Tuffe der Nagyszoporgruppe unter dem Mikroskop	110
II. Die Umgebung des Szamosfalvaer Salzbrunnens	116
Das mikroskopische Bild der Tuffe aus der Umgebung des Szamosfalvaer Salzbrunnens	118
III. Die Antiklinale der Szamosfalvaer Kiskeselya	121
Das mikroskopische Bild der Tuffe des Kiskeselyazuges	122
IV. Die Dezmérer Antiklinale	123
Das mikroskopische Bild der Tuffe der Dezmérer Antiklinale	127
V. Die Kolozspata—Györgyfalva—Kolozsvärer (Vervölgyer) Antiklinale	129
Die mikroskopische Schilderung der Tuffschichten der Antiklinale des Vervölgy	133
VI. Die Antiklinale der Apahidaer Staatseisenbahnstation	141
Das mikroskopische Bild des Tuffes im Zuge der Apahidaer Station der ung. Staatseisenbahn	144
VII. Die Antiklinale Apahida—Kolozskara	148
Das Ergebnis der mikroskopischen Untersuchung der Tuffschichten der Antiklinale Apahida—Kolozskara	152
VIII. Die Antiklinale der Eisenbahnstation Apahida—Kolozskara	159
Die nähern Züge der Tuffschichten der Antiklinale Pusztaszilvás—Station Kolozskara	161
IX. Die Antiklinale Kolozs—Kötelend—Visa. A) Der Teil zwischen Kolozs und Kötelend	167
B) Der Antiklinalenzug Kötelend—Visa	171
Die mikroskopische Untersuchung der Tuffe des Antiklinalenteiles Kolozs—Kötelend	173
X. Allgemeines über den Tuffzug Visa—Kolozskorpád und die davon östlich gelegenen Tuffschichten	180
Das mikroskopische Bild der Tuffe des Antiklinalenzuges Visa—Kolozskorpád und des Magyaros—Botos	186
XI. Die Dacittuffgesteine des Visaer Eruptionszentrums mit einem stratigraphischen und tektonischen Überblick	193
XII. Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse und der sich ergebenden Schlüsse	203

Galenit und Sphalerit, Göthit und Pyrolusit von Toroczkó.

VON DR. SIEGMUND VON SZENTPÉTERY.

Im Juni 1910 habe ich bei Gelegenheit eines grössern Ausfluges ins Erzgebirge auch das Vaspataker Eisenbergwerk neben Toroczkó besichtigt, das damals Eigentum der obereschlesischen Gleiwitzer Eisenindustrie-Aktiengesellschaft war. Das Bergwerk besah ich im Auftrage des Direktors unserer Mineraliensammlung, Herrn Prof. Dr. JULIUS von SZÁDECZKY KARDOSS, weil die Gesellschaft wegen der mangelhaften Beschaffenheit der Verkehrsmittel und aus andern Gründen die Arbeiten 1909 einstellte; so war zu befürchten, dass diese grossartigen Aufschlüsse in Ermangelung der Besorgung grade so verschüttet würden, wie die an dieser Stelle vorhanden gewesenenen alten Bergwerke: Vén, Poharas, Kablya, Csápos etc. zu Grunde gegangen waren. Die Befürchtung war tatsächlich begründet, wie ich mich bei Gelegenheit der mit gütiger Hilfe Herrn Bergwerkskassier LUDWIG VITKOVSKY ausgeführten Besichtigung überzeugen konnte. Die zur Besorgung zurückgelassenen par Bergwerkszimmerleute genügten nur dazu, die wichtigsten Stellen des Bergwerks vor dem Zusammenbruch zu bewahren.

Der Kossuthstollen des Eisenbergwerkes befindet sich von der Gemeinde Toroczkó nordnordwestlich an der Nordseite des Csiblokberges, an der sogenannten Nyiresoldal, bei der Krümmung des Vaspatak. Aus diesem kommt man von den noch begehbaren Stellen in den Középjárat (Mittelgang), Középtáró (Mittelstollen) und den Hermányostáró, bezw. dessen südsüdwestlichen Gang.

Sowohl aus diesem Bergwerk selbst, als auch aus seiner Umgebung befindet sich in unserer mineralogischen Sammlung von DR. JULIUS von SZÁDECZKY, DR. BÉLA RUZICKA und mir selbst gesammelt reichliches Material. Bei der Untersuchung dieses Materiales habe ich einige Mineralien gefunden, die bisher von dieser Stelle zum grossen Teil gar nicht, zum Teil nur als zweifelhafte Minera-

lien bekannt waren.¹ Von diesen will ich hier den Galenit, Sphalerit, Göthit und Pyrolusit eingehender behandeln.

Der Galenit kommt grade so wie der Sphalerit in den Sideritgesteinen des Eisenbergwerkes vor und zwar ist der Galenit fast in jedem Sideritstück nachweisbar, in denen er entweder einzelne kleinere, oder grössere ausserordentlich feinkörnige Haufen, oder alleinstehende Kristalle bis zu 1 mm. bildet. In diesem Falle ist er in den das Sideritgestein kreuz und quer durchschneidenden Calcitadern zu finden, an andern Stellen in den sehr häufigen brecciosen Teilen gleichfalls mit Calcit zusammen. An den ersten Stellen befinden sich die am besten ausgebildeten Kristalle. Die Galenitkristalle sind mit freiem Auge betrachtet dunkel bleigrau, besitzen ausserordentlich starken Metallglanz, und an den grössern Kristallen mit ziemlich gut erkennbaren $\infty O \infty$ kann man auch die Spaltung nach dem Hexaëder wahrnehmen. Die Gestalt der nur unter dem Mikroskop untersuchbaren kleinen Körnchen scheint — abgesehen davon, dass ihre Umrisslinien in diesem Falle verwaschen, zerbröckelt sind — ziemlich unregelmässig zu sein. Die scheinbar unregelmässigen Körner erwiesen sich jedoch bei näherer Untersuchung in mehreren Fällen als aus sehr vielen Kristallen zusammengesetzte Haufen, in denen man die Grenzen der sehr kleinen, meist scharfumrissenen Kristalle von quadratischem Durchschnitt mitunter wahrnehmen kann, aber besonders an den Rändern der Körnchenhaufen merkt man an den aus und einspringenden Winkeln die vielfache Verwachsung. Ein häufiger Fall ist auch der, dass diese Körnerhaufen eine grössere Quantität des Gesteines einschliessen, so dass sie eine wahrhaft schwammige Struktur besitzen.

Der Sphalerit kommt mit dem Galenit verwachsen, aber auch allein in einzelnen Sideritstücken, jedoch in noch viel geringerer Menge als der Galenit vor. Die Form ihrer höchstens 0.3 mm. grossen Kristalle ist nicht besonders gut, meist sind es unregelmässige Körnchen, die mit ihrer ausserordentlich hohen Lichtbrechung sofort in die Augen fallen. An den Kristallen sind die sehr guten Spaltrisse in den meisten Fällen wahrnehmbar. Die Farbe des Sphalerit ist blassgelb, oder sehr blass gelblichbraun, etwas trübe und nur teilweise durchsichtig. Optisch ist er isotrop. An vielen Stellen zeigt sich beginnende Umwandlung. Als Ergebniss der Umwandlung umgibt die meisten Sphaleritkristalle ein sehr dünner

¹ DR. A. KOCH Kritische Durchsicht der Mineralien Siebenbürgens, Kolozsvár, 1885, Seite 94—95.

Rand, der auch Doppelbrechung besitzt, ja wir finden sogar im Innern anisotrope Teile, in die der Sphalerit fast unmerklich übergeht. Vereinzelt kommt auch der Fall vor, dass der ganze Sphaleritkristall sich in ein solches Mineral umwandelt und nur im Innern der einzelnen Pseudomorphosen finden wir die Überreste isotroper Körnchen. Der Sphalerit ist an Stellen, wo eine stärkere Umwandlung stattfindet, etwas kräftiger gefärbt und es findet sich auch rötliches Erz dabei, das ihn mitunter umschliesst.

Dieses aus dem Sphalerit entstandene Mineral ist ähnlich blassgelb, selten farblos und besitzt eine sehr starke Lichtbrechung, die noch bedeutend grösser ist als die des grössern Brechungsexponenten (γ) des Siderit, und sich auch von der des Sphalerit nur ein wenig unterscheidet. Seine Doppelbrechungsfarbe ist sehr hoch, aber etwas niedriger als die des Siderit. Auf Grund eines glücklichen Schnittes konnte ich feststellen, dass das Mineral optisch einachsigt und von negativem Charakter ist, so dass man an das gewöhnliche Umwandlungsprodukt des Sphalerit: den Smithsonit denken könnte, in den er sich bei Gegenwart von Kohlensäure umzusetzen pflegt, jedoch besitzt dieses fragliche Mineral viel stärkere Lichtbrechung als der Smithsonit.

Sowohl die Bildung des Galenit, wie die des Sphalerit können wir auf postvulkanische Tätigkeit zurückführen. Es ist interessant, dass während in diesen kristallinen Schiefern (und Kalksteinen) der Pyrit so häufig ist, Sphalerit und Galenit jedoch überhaupt nicht vorkommen, in den Sideritgesteinen hingegen der Pyrit ganz fehlt.

Göthit und Pyrolusit kommen in den durch die Umwandlung des Siderit entstandenen Limonitmassen vor. Der Göthit ist viel häufiger. Seine gewöhnliche Erscheinungsform ist die, dass er an der Wand der im Limonit sehr gewöhnlichen Geoden, sowie an den nieren- und traubenförmigen, glaskopfartigen kugelig-schaligen Wülsten dünne Rinden bildet, ganz aussen bedeckt ihn jedoch in der Regel eine sehr dünne russ-oder pechschwarze manganhaltige Eisenerzmembran.¹ An den Göthitschalen ist auf den ersten Blick die

¹ Diese zum Teil lebhaft glänzende, zum Teil glanzlose Membran verhielt sich bei näherer Untersuchung folgendermassen: Die Borax- und Phosphorsalzperle färbte sie in der Oxydationsflamme auch noch gesättigt blassviolett, in der Reduktionsflamme wurde die Perle grünlich. Härte = 6—7. Unter dem Mikroskop erscheint sie opak, schwarz, ohne feinere Struktur. Was den häufigen lebhaften Glanz betrifft, bemerke ich, dass die äussere glänzende schwarze Farbe des Glaskopf mit dem grössern Mn-gehalt erklärt zu werden pflegt. (HINTZE, C.: Handbuch der Min. I. Seite 2009.)

faserige Struktur zu erkennen. Mit freiem Auge erscheint er als aus ungeheurer feinen Nadeln und Blättchen zusammengesetzt, die auf die Wände der Geoden, sowie auf den äussern Teil der Wülste senkrecht gestellt sind. Die von ihnen gebildete Rinde oder Schale ist selten dicker wie 1 mm., aber an einer Stelle wächst der Pyrolusit unter der Rinde bis 6 mm. an. Das Gestein geht im Innern gleichfalls in faserigen Limonit über, aber mitunter sind auch zwei oder mehr derartige dünne Göthitschalen zu sehen, die limonitische Schalen von einander trennen. In andern Fällen ist die äusserste Rinde der Geode faseriger Limonit und in diesem befindet sich der Göthit, manchmal mit Hämatit vergesellschaftet. Der Aufbau eines solchen hämatitreichen Glaskopfes ist der folgende: Auf die äusserste dünne pechschwarze Membran folgt eine 0.7 mm. dicke rote Göthitrinde, innerhalb dieser faseriger Limonit, auf der andern Seite ist Hämatit. Dieser seinerseits geht zum Teil in faserigen oder dünnblättrigen und strahligen, zum Teil in körnig erscheinenden, sehr stark glänzenden Hämatit, oder direkt in massigen, dunkelbraunen Limonit über, der das Innere der halbkugelförmigen Wülste bildet. Dieser innere Limonit enthält jedoch kleine Göthitdrusen, glänzende Hämatitnester und sehr vereinzelt auch erdig ausgebildeten, blutroten Hämatit. Die Glaskopfbildung ist also sehr unregelmässig, die einzelnen Bestandteile kommen mit einander vermischt darin vor. Am besten ist von den übrigen der Göthit unterschieden, der ausser der kreisschaligen Erscheinungsform in unregelmässigen Adern und Bändern am äussern Teil des Limonit nahe der Oberfläche, ferner in unregelmässigen Haufen vorkommt.

Die Farbe des Göthit ist mit freiem Auge rot, rotbraun oder dunkelbraun, in manchem Falle lebhaft rot. Seine Strichfarbe ist auch noch bei lebhaft hyazinthroter Färbung gelblichbraun. Sein Glanz ist wechselnd, stellenweise sehr stark, fast Diamantglanz, besonders der der winzigen, zwischen dem faserigen Limonit aufblitzenden, lebhaft roten Blättchen, — an andern Stellen ist er schwächer, mitunter metallglanzähnlich.

Unter dem Mikroskop lassen sich im Allgemeinen zweierlei Erscheinungsformen unterscheiden, eine kugelschalige-strahlige und aus sehr kleinen Blättchen bestehende mit dem Limonit vermengte Haufen. Die kugelschalig strahlige Ausbildung ist ausser den oben erwähnten Fällen noch um einzelne Quarzkörner zu sehen, aber auch abgesondert für sich in der Limonitmasse, wo die sehr kleinen, unvollständigen sphärolithischen Bildungen ziemlich häufig sind. Die in dem Limonit selbst verlaufenden, mehr oder weniger starren

Bänder und Adern, die bei faseriger Struktur sich der strahligen nähern, bilden an einzelnen Stellen Ausbauchungen und schliessen einzelne opake, schwarze Eisen- (oder Mangan-) erzkörner ein. Um diese Körner herum ordnen sich die Göthitstäbchen ringsherum grade so strahlig an, wie an den Stellen, wo die verbreiterten Bänder einzelne Hohlräume umgeben. An letztern Stellen endigen die einzelnen Blättchen und Stäbchen mitunter drusenartig. In den Glaskopfkugeln wechselt der Göthit und Hämatit nicht nur in radialstrahligen Schalen mit einander ab, sondern kommt auch zusammen vor, so dass zwischen die Göthitfasern einzelne blutrote Hämatitblättchen eingekeilt sind, die wiederum in *Magnetit* übergehen. Einzelne faserige Göthitschalen sind gradezu erfüllt von winzigen Hämatitblättchen und Magnetitkörnern, die im übrigen sich auch in einzelnen Nestern anhäufen.

Die Kristallform des Göthit ist überall lang säulenförmig oder gradezu stengelig, in diesem Falle nadelförmig. Die kugelschalig-faserigen Formen bestehen aus bis 2 mm. langen, sehr dünnen Fäden, deren Feinheit in den Querschnitten derselben sehr gut zu sehen ist, wo die Gruppen der Faserbündelenden als Haufen eckiger, bis 1 μ kleiner Körner erscheinen. Diese Fasern ordnen sich in der Mehrzahl der Fälle verzweigt-strahlig neben einander an, sehr selten fast parallel oder parallel. In der Längsrichtung besitzen sie sehr gute, senkrecht darauf eine etwas schwächere Spaltung. Die gute Spaltung ist (010), die weniger gute, die von PELIKAN entdeckt wurde,¹ (100). Im übrigen charakterisiert den Göthit, dass unter dem Mikroskop sein ziemlich starker Metallglanz in den meisten Fällen gut zu erkennen ist, besonders in den Schliffen von etwas mehr als normaler Dicke, — weiterhin, dass er eine ungeheuer starke Lichtbrechung besitzt. Seine Farbe ist unter dem Mikroskop vorherrschend rötlich oder bräunlich gelb, untergeordnet orange-gelb, sehr selten blassgelb. Die Doppelbrechung ist hoch, aber wegen der sehr starken Eigenfarbe des Mineralen genauer schwer festzustellen.

Die optische Orientierung des Göthit, sowie, was den Pleochroismus betrifft, die Absorption sind nach einzelnen Autoren sehr wechselnd. Dieser Umstand veranlasste Lacroix² dazu, diejenige Göthitart, bei der γ mit der Längsrichtung der Fasern und Stengel zusammenfällt, ferner die Absorption $= \gamma > \beta > \alpha$ und die Achsen-ebene (100) ist, vom Göthit abzutrennen und unter dem Namen

¹ PELIKAN: Tschermaks Min. Petr. Mitteilungen. Wien, 1888. Seite 2.

² LACROIX: Mineralogie de la France etc. III. Paris. Paris. 1909. Seite 360.

Lepidocrocit gesondert zu behandeln. Beim normalen Göthit ist die Absorption¹ $\beta > \alpha > \gamma$ und die kleinste Absorption zeigt die Längsrichtung,² die Achsenebene dagegen ist (001).³ Die genauere optische Orientierung des Torockóer Göthit macht die ausserordentlich feine faserige Ausbildung fast unmöglich. Soviel konnte ich feststellen, dass der grössere Brechungsindex in der Längsrichtung der Fasern verläuft. Der Pleochroismus ist bei den einzelnen verschieden gefärbten Fasern verschieden und im Allgemeinen ziemlich schwach, er äussert sich sozusagen nur in den stärkern und schwächeren Absorption: der Länge nach (γ) sind sie gelblichbraun, rotbraun oder rot, der Quere nach (α) gelb, orangegelb oder hellrot. Einen hiervon sehr abweichenden und viel stärkern Pleochroismus besitzt die erwähnte, sehr vereinzelt vorkommende, blassgelbe Göthitart, deren aus spiessigen starren und nadelförmigen Kristallen bestehende, sich fächerartig verzweigende, faserige Haufen sich in die Reihen des vorherrschend rötlichgelben, kugelschaligen Göthit einkleiden. Einzelne Fasern desselben sind der Länge nach (γ) lebhaft orangegelb mit bräunlicher Schattierung oder rotbraun, der Quere nach (α) sehr lebhaft hellgelb oder gelblichweiss. Auf Grund dieser spärlichen Daten (Pleochroismus, Absorption, Zonencharakter) scheint also der Torockóer Göthit mit dem Lepidocrocit übereinzustimmen.

Der Pyrolusit kommt in den Hohlräumen des Limonit auf der Oberfläche der äussern russ- oder pechschwarzen Eisenerzmembran in Form sehr feiner, ungleichmässiger, selten etwas dickerer Überzüge vor, die dann seidenglänzend, an andern Stellen schwach metallglänzend sind, wie besonders die fächer- oder federartigen Überzüge. Der Pyrolusit kommt sodann auch in selbständigen, grössern porös-schwammigen, mehrere cm. grossen, wulstigen Partien, gleichfalls an der Oberfläche der Limonitstücke vor. An solchen Stellen zeigt seine Farbe von stahlblau bis grauschwarz vielerlei Schattierungen und geht an der Oberfläche schwach in dunkelbraun über. Eine andere Erscheinungsform ist die rindenförmige oder kugelschalige, in welchem Falle er meist glanzlos oder eisenschwarz ist. Er ist manchmal so beschaffen, dass man die sehr dünnen Überzüge an vielen Stellen mit dem Finger abwischen kann, mit dem Nagel kann man ihn aber fast überall ritzen. KOECHLIN⁴ führt diese ausser-

¹ JOHNSEN: Neues Jahrbuch f. Min. G. P. Beilage Bd. 23., Seite 337.

² A. PELIKAN: Tschermaks Min. Petr. Mitteilungen Bd. 14. Wien 1888. Seite 2.

³ CESARO—ABRAHAM: Zeitschrift f. Kristallographie. Bd. 41. Seite 110.

⁴ Tschermaks Min. Petr. Mitteilungen Bd. 9. Wien 1888. Seite 34.

ordentliche Weichheit des Pyrolusit auf die lockere Ausbildung zurück und weist nach, dass er wechselnde Härte besitzt: einzelne Teile weisen den Härtegrad 5 auf. Die Strichfarbe ist auch bei der hellsten grauen Art schwarz oder graulich schwarz.

Unter den Mineralien, die in Gesellschaft des Göthit und Pyrolusit ausser den Aufgezählten öfter vorkommen, erwähne ich das opake, schwarze Eisenerz mit lebhaftem Metallglanz, an dem man an die R-Spaltung der Carbonate erinnernde limonitische Linien sehen kann. Der Limonit nimmt hier mitunter gut sichtbar zu Ungunsten dieses opaken Eisenerzes zu, wieweil letzteres dann ganz regelmässige, in Limonit eingebettete R-Querschnitte aufweist. Wahrscheinlich ist dies Magnetit, wie die erwähnten Körner im äussern Teil der Glasköpfe, die dort in Hämatit übergehen, weiterhin die aus bis $\frac{1}{2}$ mm. grossen unregelmässigen Körnchen bestehenden Partien, die im Innern der Limonitstücke an einzelnen Stellen sich anhäufen und auch Quarzkörnchen umschliessen. Ein häufiges Begleitmineral ist auch der Quarz, der im Allgemeinen 2 Erscheinungsformen zeigt: entweder kommt er in einzelnen wellenförmig auslöschenden, zerquetschten Körnern und Körnerhaufen vor, gewöhnlich mit weissem Glimmer und Graphitkörnchen zusammen, oder aber in unversehrten Kriställchen in den meist länglich-ovalen, oder gradezu aderförmigen Kristallhaufen, deren Struktur häufig granoblastisch ist. Der Calcit durchzieht meist in dünnern oder dickern Adern die Limonitgesteine, er kommt aber auch in den Geoden in winzigen Kriställchen und Haufen aufgewachsen vor. Der Siderit ist als Relikt sehr häufig. Wad und Psilomelan kommen seltener vor.

Bei der Erörterung der *Genesis* und *Succession* der behandelten Mineralien müssen wir folgendes in Betracht ziehen:

Galenit und Sphalerit kommen meist in den frischen Sideritgesteinen vor und zwar meist an die sekundären Calcitadern gebunden, die dieselben kreuz und quer durchschneiden. Diese beiden Sulfiderze spielen im Siderit eine solche Rolle, wie der Pyrit in den neben den Sideritlagern befindlichen Kalksteinen und Schiefern. Die Umwandlung des Siderit zu Limonit und andern Erzen kann sozusagen von Schritt zu Schritt verfolgt werden. Göthit, Pyrolusit und Magnetit fehlen in den frischen Sideritgesteinen, während sie in den aus diesen entstandenen Eisenerzen ziemlich häufig sind, ebenda gibt es auch sehr schöne Magnetitpseudomorphosen nach Siderit. Hämatit kommt in minimaler Quantität sowohl im kristallinen Kalk-

stein, wie auch im Siderit vor, aber in grösserer Menge ausschliesslich in den Limonitgesteinen, auch in diesen hauptsächlich in den äussern Teilen gewöhnlich mit Göthit zusammen.

Bei der Frage der Paragenese müssen wir auch die Entstehung der Eisenerzlager in Betracht ziehen. Mit Bezug hierauf schreibt W. SCHÖPPE in seiner die Erzlager neben dem Aranyosfluss (zu denen auch die Torockóer gehören) behandelnden Abhandlung¹ dass die mit wahrscheinlich altpaläozoischen Sedimenten abwechselnd gelagerten Eisenmanganablagerungen ursprünglich Concretionen auf dem Meeresboden gewesen sein können die dann von den wahrscheinlich dem Carbon angehörigen Tonschiefern bedeckt wurden. Die Kristallisierung des ganzen Complexes wurde hervorgerufen durch die mächtigen Faltungen im spätern Carbon, das Eisenerzlager selbst und ein grosser Teil der darin vorkommenden Mineralien hat sich jedoch in Folge der Kontaktwirkung der tertiären vulkanischen Tätigkeit gebildet. Es entspricht jedoch, was die Torockóer, sowie die zwischen Bélavár—Orest—Szolesva gelegenen vollständig analogen Buzsorer Eisenerzlager und die Paragenese ihrer Mineralien betrifft, viel mehr die Theorie Professor KRUSCH's.² Nach KRUSCH verdankt nämlich das ursprüngliche Torockóer Eisenerzlager seine Existenz der Metasomatose, die wiederum mit den die kristallinen Schiefer durchschneidenden „Eruptivgesteinsapophysen“ im Zusammenhang stünde. Hierzu bemerke ich blos, dass um die Bergwerke herum kein Eruptivum zu finden ist, nur bedeutend weiter südlich bei Torockószentgyörgy und östlich von hier auf einem kleinen Flecken, so dass man die Metasomatose eher vielleicht auf eine in der Tiefe verborgene mächtige Intrusionsmasse zurückführen könnte. Dieser Intrusionsmasse verdankt wohl auch wenigstens zum Teil (abgesehen von dynamischen Ursachen) die kristalline Schiefer-Kalkstein- und Dolomitgruppe ihre Existenz, wofür es gleichfalls

¹ Bezüglich der Bildung der Eisenerzlager oberhalb Szolesva muss ich erwähnen, dass nördlich von Szolesva über die auch in der Arbeit von SCHÖPPE erwähnten Bogdaner und von hier gegen N zu gelegenen grössern Erzlager hinaus gegen den Muntyle Mare zu man in den kristallinen Schiefen immer deutlichere Beispiele der Kontaktwirkung des Granit sehen kann, am stärksten ist die Wirkung in den in unmittelbarer Nachbarschaft befindlichen Bélavár-orester Eisenmanganerzbergwerken. Meiner Ansicht nach ist es also wenigstens, was den bedeutendern Teil der mir bekannten Eisenerzlager oberhalb Szolesva bzw. deren Entstehung betrifft, überflüssig einen andern Grund, als die Kontaktwirkung des Granitmassiv des Muntyle Mare zu suchen, da wir in der Nachbarschaft der Bergwerke jüngere vulkanische Produkte gar nicht kennen.

² Zeitschrift für praktische Geologie 1910, Seite 309.

mehrere Beweise gibt.¹ Ein bedeutender Teil derselben ist auch in Form des im Allgemeinen NNW—SSO-lichen Torozzkóer mesoefusiven Zuges an die Oberfläche gelangt. Aus einer ähnlich gerichteten Spalte erhebt sich auch der kleine, Torozzkószentgyörgyer Zug. In den Torozzkóer Eisenbergwerken fällt der Verlauf des Erzes gleichfalls mit dieser Richtung zusammen. So können wir in den kristallinen Schiefen mehrere parallele Sprünge annehmen, aus deren einem Teil keine eruptive Masse ausgeflossen ist, sondern sich nur die postvulkanische Tätigkeit des in der Tiefe verbliebenen Magmatites abgespielt und die primären Erze zustande gebracht hat.

KRUSCH schreibt also der Metasomatose die Entstehung des manganhaltigen Siderit zu und zwar in Folge der Einwirkung der thermalen Eisenlösungen auf den Kalkstein. Der Siderit wandelte sich durch Oxydation in Limonit um, der in Folge des Volumunterschiedes porös, sodann glasköpfig wurde. Die sekundäre „Oxydationsmetasomatose“² hat sodann die Quantität des Limonit in einzelnen Zonen bedeutend vermehrt, wie in den obern Gängen des Hermányosstollen, woher die schönsten Göthit, Wad, Pyrolusit etc. Exemplare stammen.

Auf Grund des Gesagten wäre also die Succession der behandelten Mineralien die folgende: auf dem Wege der postvulkanischen Metasomatose hat sich ausser dem Siderit (und Rhodochrosit?) wenig Galenit und Sphalerit gebildet. Damit gleichzeitig, zum Teil später hat sich der Calcit gebildet, der, wie erwähnt, in den frischen Sideritgesteinen in Gestalt dünnerer oder dickerer Adern zu finden ist,

¹ Eine derartige Kontaktwirkung meint auch KRUSCH schon, wann er den Marmor mit Zuckerstruktur erwähnt, nur schreibt er dieselbe den kristallinen Schiefer durchschneidenden Apophysen zu. (Zr. f. prakt. Geol. 1910. S. 174)

² Der Grund der mit der Bildung der Oxydationszone einhergehenden sekundären „Oxydationsmetasomatose“ ist nach KRUSCH (zitierte Stelle, Seite 174—176) der, dass bei Torozkó das Nebengestein des ursprünglichen Eisenerzlagers kristalliner Kalkstein ist, den die beim Zerfall des Siderit entstehenden Lösungen sehr leicht umwandeln. Das letzte Umwandlungsprodukt ist auch hier der Limonit. Diese sekundäre Metasomatose verlieh dem Erzlager seine endgültige Gestalt. Ihre Wirkung reicht nach KRUSCH sehr tief hinab, fast bis zur untern Grenze der Oxydationszone, bis 20 m. über den Kossuthstollen des Eisenbergwerkes, es wären also in dem in diesem Niveau befindlichen Mittelgang bereits die Produkte der sekundären Metasomatose zu finden. Eigentümlich ist nur, dass, obwohl hier die Dicke des Eisenerzlagers tatsächlich viel grösser ist, wie in dem tiefern Hauptstollen, dabei die fast schrittweise Limonitisierung des Siderit auch hier und sogar in den obern Gängen des Hermányosstollen zu sehen ist, so dass wir annehmen müssen, dass sich auch auf dem Wege der sekundären Metasomatose zuerst Siderit gebildet hat.

ja in den sehr häufigen Reibungsbreccien sogar die zerbrochenen Siderithaufen verklebt. Unter den dem Siderit entstammenden primären Oxydationserzen herrscht der Limonit vor, der besonders in seinen innern Partien Magnetit, in den äussern Teilen ausser Magnetit Göthit, Hämatit und Pyrolusit etc. enthält. Die Menge des Pyrolusit ist verhältnismässig sehr gering, obwohl der Mangangehalt des Toročzkóer Siderit bis 8% steigt¹ (des Verhältnis zwischen Fe und Mn = 100:24); wir müssen also annehmen, dass ein grosser Teil Mn an den Limonit gebunden ist. Die durch die Umwandlung des in den frischen Sideritgesteinen noch vorhandenen Blei-Zinksulfid entstehenden Produkte ist mir, wohl wegen der auch ursprünglich schon sehr geringen Menge dieser Mineralien, nicht gelungen in den Limonitgesteinen nachzuweisen. Auf dem Wege der sekundären „Oxydationsmetasomatose“ hat sich wohl die Bildung der Eisen- und Mangenerze wiederholt. Welche Mineralien hierher gehören, kann man nur auf Grund der Kenntnis davon entscheiden, ob die gesammelten Exemplare ausserhalb der ursprünglichen Spalte (der ursprünglichen Dicke des Erzlagers) entfallen, so, wenn die Eisenerze des Mittelganges zwar nicht, aber die aus den obern Gängen des Hermányosstollen stammenden Eisenerze zur zweiten Generation gehören. Die Serie der Bildungen beschloss der Calcit, wenigstens in der Erscheinungsform in der er auf der äussersten Oberfläche der Limonitstücke Kristallhaufen bildet, aber es ist möglich, dass auch diejenigen Calcitadern hierher gehören, die Eisenerze der obern Gänge des Hermányosstollen durchziehen.

¹ Zeitschr. f. prakt. Geol. 1910 p. 176.

